



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA PARTE SUPERIOR DA
FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÃO DE FILADÉLFIA-TO**

Dissertação apresentada por:

LUIZ SATURNINO DE ANDRADE

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

A553f Andrade, Luiz Saturnino de

Fácies e estratigrafia da parte superior da Formação Pedra de Fogo, permiano da Bacia do Parnaíba, região de Filadélfia-TO / Luiz Saturnino de Andrade; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2012
xvii, 87 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Sedimentologia. 2. Geologia estratigráfica Permiano. 3. Formação Pedra de Fogo. 4. Sistema Lacustre Árido. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 552.5



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA PARTE SUPERIOR DA
FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÃO DE FILADÉLFIA-TO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

LUIZ SATURNINO DE ANDRADE

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data da Aprovação: 02/ 05 /2012

Banca Examinadora


Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)


Prof. GIORGIO BASILICI
(Membro-UNICAMP)


Prof. WERNER TRUCKENBRODT
(Membro-UFPA)

Dedico este trabalho a minha família,
minha fortaleza.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Meu Pai Celestial, SENHOR de tudo e de todos, por ter me dado paciência e calma nos momentos mais difíceis da realização deste trabalho, e por tudo que tem acontecido em minha vida.

Ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências e Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura disponível.

Ao meu orientador, professor Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pela amizade, oportunidade, confiança, paciência, apoio e contínuo incentivo, principalmente nos momentos finais da elaboração desta dissertação. Agradeço também pelas discussões e ensinamentos cruciais para o fechamento do trabalho. Obrigado por tudo.

Ao professor Dr. Werner Truckenbrodt pelas críticas e sugestões, bem como pela fundamental ajuda durante a etapa de campo.

Ao professor Dr. Rômulo Simões Angélica por sua educação, preocupação e gentileza em sempre esclarecer minhas dúvidas quando procurado, principalmente na essencial interpretação das análises de argilominerais.

A todos os amigos do Grupo de Sedimentologia da UFPA (GSED); que não citarei por nomes para não correr o risco de cometer injustiças com ninguém. Obrigado a todos pela amizade, críticas, sugestões, ensinamentos e trocas de conhecimento durante esses dois anos de muito aprendizado.

Ao professor Dr. José Bandeira Cavalcante (JB), pela amizade, simpatia e imensa boa vontade em me ajudar sempre.

Aos amigos John Sandoval, e Anna Andressa por suas amizades. Obrigado Anna Andressa pela ajuda com a preparação e triagem dos ictiólitos e ostracodes.

Ao professor Dr. Lucindo Fernandes Filho, pela grande amizade construída e imensa ajuda em tudo que precisei nesses dois anos em Belém.

A Joseanna Santos e Kamila Borges, amigas e companheiras sempre dispostas a ajudar. Obrigado Kamila pela imensa ajuda no tratamento e interpretação das amostras de argilominerais, bem como na correção de algumas figuras.

A Priscila Amaral, amiga sempre radiante.

Aos amigos do Grupo de Geologia Estrutural da UFPA (GES); MSc. Eduardo Souza, Dr. Fábio Domingues e prof. Dr. Roberto Vizeu pela amizade, incentivo e companherismo em tão saudáveis e prazerosas práticas de corridas.

Ao técnico do Laboratório de Sedimentologia da UFPA, sr. Lopez, pela disponibilidade em me atender sempre que precisei de sua valiosa ajuda no laboratório.

Agradeço muito pela fundamental ajuda do MSc. doutorando Isaac Rudnitzki, nos primeiros meses em Belém, por ter me acomodado em sua humilde, mais valiosa moradia, além de mostrar-se sempre disponível em ajudar.

Ao amigo MSc “super doutorando” Roberto César Barbosa, pela valiosa contribuição intelectual e prática nas etapas de campo. Um amigo que passei a gostar e admirar.

Aos amigos e companheiros de mestrado Luciana Brelaz e João Milhomem pela amizade e valioso companheirismo.

A professora Dra Roseane Sarges, por sua grande amizade, companheirismo e gentileza em todos os momentos desta tão agradável convivência.

Ao grande amigo/irmão, Max Rozo, pela grande amizade e companheirismo nos momentos de alegrias e frustrações durante este trabalho. Também pelo o contínuo incentivo e visão prática dos percursos que sempre surgem no caminho. Um amigo para toda a vida.

As grandes amigas contemporâneas de mestrado na Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Andréa Cristina e Ketlen Lissandra, que mesmo distantes, mostraram-se grandes companheiras, principalmente nos momentos mais difíceis, quando realmente sabemos quem são nossos (as) verdadeiros (as) amigos (as).

A Renata Veras, por sua amizade.

A toda minha família, principalmente meus adoráveis pais e queridíssimos irmãos que sempre me ajudaram, incentivaram e fizeram o possível e impossível para que eu transpassasse todos os obstáculos e atingisse esse grande objetivo.

Enfim, a todas as pessoas que direta ou indiretamente, contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

*“O sábio fala por que tem alguma coisa a dizer,
o tolo, porque tem de dizer alguma coisa.”*
(Platão)

RESUMO

A Formação Pedra de Fogo, de idade permiana, pertencente ao Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, é caracterizada por uma sucessão cíclica siliciclástica-carbonática, com expressivo conteúdo de *chert* (*sílex*), raros estromatólitos e fósseis de animais e vegetais, destacando-se troncos de madeiras silicificados, principalmente do gênero *Psaronius*. No intuito de ampliar o conhecimento paleoambiental e estratigráfico da porção superior da Formação Pedra de Fogo, no sudoeste da Bacia do Parnaíba, realizou-se a análise de fácies em afloramentos na região de Filadélfia (TO), SW da Bacia do Parnaíba. O estudo permitiu definir uma sucessão de aproximadamente 100 m de espessura, predominantemente siliciclástica e com carbonatos e evaporitos subordinados. Foram definidas 25 fácies sedimentares agrupadas em seis associações de fácies (AF): AF1-Lacustre com rios efêmeros; AF2-Lago influenciado por ondas de tempestade; AF3-*Sabkha* continental; AF4-Lago central; AF5-Campo de dunas; e AF6-Lago/oásis com inundito. Estas associações indicam que durante o Permiano, desenvolveu-se um extenso sistema lacustre de clima árido, adjacente a campos de dunas e *sabkha* continental, com contribuições de rios efêmeros. As incursões fluviais nos lagos propiciavam a formação de lobos de suspensão e fluxos em lençol (AF1). Planícies de *sabkha* (AF3) formaram-se nas porções marginais do lago que, eventualmente, era influenciado por ondas de tempestades (AF2), enquanto as zonas centrais eram sítios de intensa deposição pelítica (AF4). O baixo suprimento de areia eólica neste sistema propiciou a formação de um campo de dunas restrito (AF5) com desenvolvimento de lagos de interdunas, onde proliferavam núcleos de samambaias gigantes, inundados esporadicamente por rios efêmeros (AF6). O predomínio de esmectita e a ausência de caulinita bem como a ocorrência de evaporitos na Associação AF3 corroboram os resultados faciológicos que a sedimentação da parte superior da Formação Pedra de Fogo ocorreu sob condições climáticas quentes e áridas.

Palavras-chave: Sedimentologia. Geologia estratigráfica Permiano. Formação Pedra de Fogo. Sistema Lacustre Árido.

ABSTRACT

The Permian Pedra de Fogo Formation, which belongs to the Balsas Group of the Parnaíba Basin, northern Brazil, is characterized a siliciclastic-carbonate succession with expressive chert content, rare stromatolites and fossils of animals and plants, especially silicified trunks, mainly of the *Psaronius* genus. In order to improve the stratigraphic and paleoenvironmental knowledge of the upper portion of the Pedra de Fogo Formation, outcrop-basedm facies analysis was carried out in the Filadélfia region, State of Tocantins, Southwestern Parnaíba Basin. This study allowed the definition of a 100 m thick siliciclastic succession with subordinate occurrences of carbonate and evaporites. Twenty-five sedimentary facies grouped into six facies associations (FA) were identified: FA1-Lacustrine with ephemeral river deposits; FA2- Storm wave-influenced lake deposits; FA3-Continental sabkha deposits; FA4-Central lake deposits; FA5-Dune field deposits; and AF6-Lake/oasis deposits with inunditos. These associations indicate that during Permian, an extensive lacustrine system developed with adjacent dune fields and continental sabkha, as well as with contributions from ephemeral rivers. Which when debauching into the lakes provide the formation of suspension lobes and sheet flows (FA1). Sabkha plains (FA3) were formed in the marginal portions of the lake, eventually influenced by storm waves (FA2), while the central zone was site of intense pelitic deposition (FA4). The low supply of wind-blocon sand led to the formation of restricted dune fields (FA5) with development of interdune lakes (oasis), where giant ferns, sporadically flooded by ephemeral rivers (FA6). The predominanc of smectite and the lack of kaolinite as well as the ocorrence of evaporites in the Association AF3 support the facies data that the apper part of the Pedra de Fogo Formation was laid during a hot and arid climate.

Keywords: Permian, Pedra de Fogo Formation, Lacustrine Arid System.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização e geologia da região de Filadélfia, Estado do Tocantins.	03
Figura 2. Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba.	07
Figura 3. Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando a distribuição dos <i>grábens</i> precursores da bacia.	08
Figura 4. Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Parnaíba, com destaque para a Formação Pedra de Fogo (retângulo vermelho).	09
Figura 5. Paleogeografia global durante o início do Permiano (~280Ma).	14
Figura 6. Paleogeografia global e litofácies durante o final do Devoniano-início do Carbonífero (A), e final do Carbonífero-início do Permiano (B).	15
Figura 7. Configuração paleogeográfica no Sakmario-Artiskiano, Permiano Inferior. Observar o cinturão montanhoso que dividia o Pangéia entre <i>Laurásia</i> e <i>Gondwana</i>	16
Figura 8. Variação climática global do Vendiano ao Triássico. Observar o rápido aquecimento global na metade superior do Permiano.	17
Figura 9. Zonas e/ou cinturões climáticos globais durante o Permiano. (A) Asseliano-Sakmario; (B) Sakmario-Artinskiano (final do Permiano Inferior); (C) Casaniano-Tartariano (Permiano Superior). Cinturões climáticos: [SA] sul árido; [NA] norte árido; [SS] sul semiárido; [NS] norte semiárido; [ST] sul temperado; [NT] norte temperado; [SU/FT] sul úmido a frio temperado; [NTU] norte temperado a úmido; [NTF] norte temperado a frio; [TE] tropical equatorial; [EM] equatorial montanhoso [G] glacial; [SG] sul glacial.	19
Figura 10. Variação do nível do mar durante o final do Paleozóico-início do Mesozóico. Notar quedas relativas de 2º ordem (setas pretas) no Permiano, e expressiva queda de 1º ordem (seta vermelha) no limite Permo-Triássico.	20
Figura 11. Distribuição espacial da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba.	23
Figura 12. Perfil tipo da Formação Pedra de Fogo estabelecido por Melo & Prade (1968), na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí.	24
Figura 13. Coluna litoestratigráfica da região de Filadélfia, com descrição das principais litologias e ambientes deposicionais. Algumas convenções de estruturas sedimentares no diagrama foram exageradas para melhorar a representação das associações.	31
Figura 14. Perfis estratigráficos confeccionados na região de Filadélfica-TO, ao longo da TO-222. O quadro á direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis na parte superior da Formação Pedra de Fogo, plotados de acordo com as cotas em que se encontram. A espessura total da Formação Pedra de Fogo foi retirada de Vaz <i>et al.</i> (2007). A localização dos perfis é mostrada na figura 1.	32

- Figura 15. Troncos silicificados da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia (TO). A) Morfologia da área com colinas amplas e vales pouco profundos. Observar fragmentos de madeira silicificada dispersos caoticamente sobre a superfície (setas). B, C, D e E) Fragmentos encontrados em colúvios areno-argilosos na base desses pequenos vales. F) Fóssil interpretado como semente silicificada. 33
- Figura 16. Seção panorâmica da Associação AF1 mostrando a geometria tabular das camadas de arenito fino intercaladas às do pelito, formando ciclos granodecrescentes ascendentes (setas). 38
- Figura 17. A) Lobos sigmoidais de arenito da fácies As e fácies pelito laminado Plm. B) Detalhe da parte proximal do lobo sigmoidal com *foresets* mergulhando em alto ângulo. C) Detalhe do contato gradacional entre as fácies As e Pl. D) Detalhe do *toe set* da macroforma com tendência a horizontalização dos *foresets*. E) Laminas de pelito nos *foresets* da estratificação cruzada sigmoidal. 40
- Figura 18. A) Camadas tabulares de espessura centimétrica de arenito fino intercaladas a pacotes decimétricos de pelito cinza laminado com tronco silicificado (Plt). B) Detalhe do tronco silicificado imerso no pelito. C) Camada tabular de arenito maciço (Am). D) *Lag* intraformacional (Cm) encaixado em pelito laminado a maciço (Plm). E) Camada de arenito fino a siltico, com clastos de argila e silex dispersos caoticamente (Cm). F) Detalhe do pelito laminado a maciço. 42
- Figura 19. Modelo ilustrativo para sedimentação de *flash floods* da Associação AF1. Camadas com geometria sigmoidal resultam de fluxos homopícnais, que desaceleram rapidamente ao entrarem na bacia lacustre. B) Camadas com geometrias tabulares ou em lençol geradas por influxos hiperpícnais mais densos que a água do lago. 43
- Figura 20. A e B) Estratificação cruzada *swaley*. C e D) Laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo. 44
- Figura 21. Aspecto geral da Associação AF3. A) Seção panorâmica mostrando camadas de arenito/siltio com geometria tabular ou em lençol. B) Detalhe dos nódulos de evaporito completamente silicificados (Pls). C e D) Detalhe dos *gutter-casts* na base das camadas de arenito/siltio (Ag). 46
- Figura 22. Fácies características de exposição subaérea da Associação AF3. A) e B) Gretas de contração. C e D) Detalhe da estrutura *tepee* nas visões frontal e em planta, respectivamente. 47
- Figura 23. Lâminas crenuladas em pelitos carbonáticos interpretadas como estramatólitos estratiformes. Setas pretas indicam nódulos e pseudonódulos de evaporitos silicificados no interior das laminações. 48

- Figura 24. Microfósseis e ictiólitos da Associação AF3. A e B) Acumulação de valvas caoticamente desarticuladas de ostracodes compactados em pelito laminado. C) Seção transversal mostrando extinção ondulante das valvas. D) Seção longitudinal de ostracodes mostrando sobreposição de valvas e suas delgadas espessuras (setas). E) Fraturas das valvas por compactação mecânica (setas pretas), embora ainda se observe sobreposição de valvas (seta vermelha). Observar cimento de calcita tingido por alizarina vermelha S preenchendo o interior da concha. F) Dentes de peixes. (Fotos A, D e E com N//; B e C com Nx). 50
- Figura 25. Seção panorâmica do contato entre as associações AF3 e AF4, com destaque para a exposição do Morro Pelado (à direita). O quadro à direita indica a localização da figura 26. 52
- Figura 26. Contato entre a AF3 e AF4. Observar o espesso pacote de pelito avermelhado da fácies Plm logo acima do contato (tracejado). 53
- Figura 27. Características texturais dos arenitos da Associação AF5. A e B) Grãos principalmente de quartzo bem selecionados e bem arredondados. C e D) Histograma das amostras PFF-04 (à esquerda) e PFF-04-2-1 (à direita) da AF5, mostrando o predomínio da granulometria areia média e fina (bimodal). 54
- Figura 28. Aspectos faciológicos da Associação AF5. A) Visão geral do depósito de campo de dunas. B e C) *Coset* de estratificação cruzada tabular com base tangencial (setas) das fácies At. Observar os *topsets* sempre planos, e a tendência de adelgaçamento ascendente dos *sets*, com migração preferencial dos *foresets* para E-SE. D e E) Limites laterais em baixo ângulo entre os *sets*, algumas vezes gerando truncamentos (setas). 55
- Figura 29. Contato entre as associações AF5 e AF6. A e B) Superfície discordante S2, que marca o contato entre os depósitos de campo de dunas da AF5, e os pelitos lacustres da AF6. 57
- Figura 30. Aspectos faciológicos da Associação AF6. A) Contato entre o depósito de inundito e os pelitos lacustres. B) Concreções silicosas da Associação AF6. C e D) Fragmento de tronco silicificado imerso na fácies Ppo em posição sub-horizontal. 58
- Figura 31. Sucessão de estruturas representativas da parte inferior do depósito de inundito. A e B) Ortoconglomerado polimítico maciço na base do canal. C e D) Fragmentos de madeira silicificada na base do depósito. E e F) Arenito com estratificação cruzada acanalada. E e F) Acamamento de *megaripples*. 60
- Figura 32. Sucessão de estruturas representativas da parte superior do depósito de inundito. A e B) Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular a sigmoidal com *foresets* recobertos por *mud drapes* descontínuos e irregulares (setas), e cristais centimétricos de evaporitos (círculo). C) Ritmito arenito/pelito com acamamento *wavy/linsen*, e eventuais laminações cruzadas com *rip-up clasts* e *curled flakes* (setas). 61

Figura 33. Perfil esquemático mostrando a sucessão de estruturas que indicam desaceleração do regime de fluxo, interpretada como depósito de inundito. As figuras 31 e 32 mostram as estruturas típicas dessa sucessão.	62
Figura 34. Feições associadas ao topo do depósito de inundito. A e B) Cristais milimétricos e centimétricos de evaporitos no topo do depósito (setas).	63
Figura 35 Diagrama triangular de Folk (1968), com a composição detrítica dos arenitos da associação campo de dunas (AF5).	64
Figura 36. Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da Associação AF5. A e B) Fotomicrografias mostrando o padrão bimodal do quartzarenito. C e D) Fotomicrografias do quartzarenito, com grãos de quartzo monocristalino, bem selecionados, com esfericidade alta, e eventual contato côncavo-convexo (círculo vermelho) (Fotos A e C com N//; B e D com Nx).	65
Figura 37. Aspecto geral das lâminas de arenito da associação de campo dunas. A) Fotomicrografia de quartzarenito com argila em forma de cutículas (setas), envolvendo grãos de quartzo monocristalino (Qm), pontes de argila interligando grãos (círculos vermelhos). B) Fotomicrografia de sobrecrecimento sintaxial de quartzo (setas). C e D) Fotomicrografia de quartzo policristalino (Qp) com bordas fraturadas (geradas durante a confecção das lâminas). E e F) Cimento de <i>sílex</i> (setas), entre quartzo mono (Qm) e policristalino (Qp) (Fotos A, C e E com N//; B, D e F com Nx).	66
Figura 38. Fotomicrografia dos arenitos da Associação AF5. A) Aspecto geral da lâmina com presença de microclineo (setas vermelhas). B e C) Feldspato detrítico alterado (F) e quartzo monocristalino (Qm) com bordas parcialmente corroídos. D) Fragmento de <i>chert</i> (Lc) e quartzo monocristalino (Qm). (Fotos: A, B e D com Nx; C com N//).	67
Figura 39. Argila diagenética e porosidade. A e B) Fotomicrografia de arenitos com <i>coatings</i> de argila (setas), meniscos/pontes de argila interligando grãos (círculos vermelhos) e massa compacta no interior dos poros (círculo azul). C) Fotomicrografia de arenito com fragmento de rocha sedimentar (Ls) como pseudomatriz (tracejado), e poro agigantado (Pa). B) Fotomicrografia de arenito com poro móldico (Pm). (Fotos A, C e D com N//; B com Nx). ...	68
Figura 40. Morfologia básica das argilas mecanicamente infiltradas.	69
Figura 41. Difrátogramas de raios-x (DRX) da fração argila (lâminas orientadas) correspondentes as três associações de fácies AF1 (A), AF3 (B) e AF5 (C), representativas da parte superior da Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO.	71
Figura 42. Modelo deposicional da parte superior da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia-TO.	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Sumário dos trabalhos realizados na Formação Pedra de Fogo.	28
Tabela 2. Fácies e associação de fácies da Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO. Algumas fácies são recorrentes em diferentes associações, sendo descritas e interpretadas somente uma vez na tabela.	34

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	2
2. MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	4
2.3 ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)	5
3. BACIA DO PARNAÍBA	6
3.1 ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS	6
3.2 ESTRATIGRAFIA.....	8
3.2.1 Sequência siluriana.....	9
3.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera	10
3.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica.....	10
3.2.4 Sequência jurássica	11
3.2.5 Sequência cretácea.....	11
4. O PERÍODO PERMIANO: PALEOGEOGRAFIA, CLIMA E VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR	13
4.1 CONFIGURAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO FINAL DO PALEOZOÍCO	14
4.2 CLIMA E SEDIMENTAÇÃO	16
4.3 VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR	20
4.4 <i>PERMIAN CHERT EVENT</i> (PCE)	21
5. FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	23
5.1 TRABALHOS ANTERIORES	23
5.1.1 Aspectos mineralógicos e petrográficos.....	25
5.1.2 Conteúdo paleontológico.....	26
5.1.3 Idades e ambiente deposicional	27
5.2 ANÁLISE DE FÁCIES DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	30
5.2.1 Introdução.....	30

5.2.2 Associação de Fácies 1 (AF1) – Lacustre com rios efêmeros.....	37
5.2.3 Associação de Fácies 2 (AF2) – Lago influenciado por ondas de tempestade.....	44
5.2.4 Associação de Fácies 3 (AF3) – <i>Sabkha</i> continental	45
5.2.5 Associação de Fácies 4 (AF4) – Lago central	51
5.2.6 Associação de Fácies 5 (AF5) – Campo de dunas	53
5.2.7 Associação de Fácies 6 (AF6) – Lacustre/oásis com inundito.....	58
6. PETROGRAFIA DOS ARENITOS E ARGILOMINERAIS DE PELITOS	64
6.1 TEXTURA E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS	64
6.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA DOS ARENITOS	65
6.3 PSEUDOMATRIZ, CIMENTO E POROSIDADE DOS ARENITOS	68
6.4 ARGILOMINERAIS DOS PELITOS	70
7. PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL.....	72
8. CONCLUSÕES.....	75
REFERÊNCIAS	76

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O período Permiano foi marcado por grandes mudanças na configuração paleogeográfica global, além de drásticas alterações nas condições climáticas que culminaram na mais significativa extinção em massa da Terra, próxima ao limite com o Triássico (Kiehl & Shields 2005; Meyer *et al.* 2008). Durante este período grandes massas de terra estavam reunidas formando o supercontinente Pangéia, que se estendia de pólo a pólo, circundado pelo megaoceano Pantalassa (Golonka & Ford 2000). As vastas dimensões do Pangéia, contrastavam com os cinturões montanhosos, resultantes das contínuas e intensas colisões entre grandes blocos continentais, principalmente Gondwana e Laurásia (Ford & Golonka 2003). As frequentes e volumosas erupções vulcânicas ocorridas na Sibéria, e o provável decréscimo no albedo planetário, ocasionaram uma rápida modificação climática global (Chumakov & Zharkov 2003; Erwin 1994; Courtillot & Renne 2003). O clima do Permiano mudou rapidamente em aproximadamente 10 Ma, de condições glaciais, para de superaquecimento ou “*Super Hot-House*” (Scotese *et al.* 1999). Condições de extrema aridez em grande parte do interior do Pangéia, foram acompanhadas de sucessivas regressões de mares epicontinentais, desaparecimento de áreas com sedimentação glacial e instalação de sistemas desérticos em diversas bacias sedimentares do globo (Zharkov & Chumakov 2001). Além disso, todas essas mudanças contribuíram para a acumulação e preservação de grande volume de *chert* biogênico, denominado por Murchey & Jones (1992) como PCE – “*Permian Chert Event*” (Evento de *Chert* do Permiano).

No Brasil, um dos melhores registros dessa rápida mudança climática global encontra-se na Bacia do Parnaíba, norte-nordeste do país, representado pelos depósitos siliciclásticos-carbonáticos da Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946). Esta unidade, objeto deste estudo, é caracterizada por sedimentação cíclica formada por arenitos finos a médios amarelados, siltitos, folhelhos esverdeados, calcários oolíticos, eventualmente estromatolíticos e principalmente *chert* (*silex*) (Faria Jr. 1979). Destaca-se a ocorrência de abundantes troncos petrificados (silicificados), principalmente da família *Psaroniaceae*, gênero *Psaronius*, no topo da unidade (Coimbra & Mussa 1984; Mussa & Coimbra 1987; Caldas *et al.* 1989). Diversos estudos de caráter sedimentológico, bioestratigráfico (Faria Jr. 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a,b; Oliveira 1982; Castelo Branco & Coimbra 1984) e, mais recentemente, palinológicos (Dino *et al.* 2002) e paleobotânicos (Martins 2000; Rößler & Galtier 2002a,b; Rößler & Galtier 2003), forneceram informações pontuais sobre o

paleoambiente da Formação Pedra de Fogo, sendo ainda necessário um detalhamento estratigráfico e de fácies sedimentares no intuito de ampliar o conhecimento sobre a sequência de eventos que levaram a deposição desta unidade. Neste contexto, o presente trabalho objetivou a interpretação paleoambiental da porção superior da Formação Pedra de Fogo, na região de Filadélfia, Estado do Tocantins, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (Figura 1). A compreensão da arquitetura deposicional e heterogeneidades faciológicas proporcionaram o refinamento dos modelos deposicionais disponíveis, permitindo a inserção da Formação Pedra de Fogo dentro da história do final do Permiano, já bem definida em várias partes do planeta.

1.2 OBJETIVOS

Esta dissertação teve como principal objetivo a caracterização sedimentológica e estratigráfica dos depósitos permianos da porção superior da Formação Pedra de Fogo, sudoeste da Bacia do Parnaíba, na região de Filadélfia, Estado de Tocantins. Os objetivos específicos foram: (a) reconstituição do paleoambiente, propondo um modelo deposicional, e (b) inserção histórico-geológica dos depósitos da Formação Pedra de Fogo nos eventos deposicionais do final do Permiano.

1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de estudo situa-se na porção nordeste do Estado de Tocantins, dentro do município de Filadélfia, englobando o distrito de Bielândia (Figura 1). Partindo-se de Belém (PA), o acesso a área foi feito pelas rodovias BR-310 e BR-010, sendo também acessível por Araguaina, no sentido sudeste pela rodovia TO-222. No geral o relevo da região exhibe topografia plana, formado por serras geralmente isoladas com até 400 m de altura, com topos planos (mesetas) e vales pouco profundos (± 20 m). Os afloramentos da Formação Pedra de Fogo ocorrem nas escarpas destes vales e principalmente ao longo de cortes da rodovia TO-222 e estradas vicinais.

A maior parte da área de estudo encontra-se dentro dos domínios do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins – MNAFTO, que abriga a Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional – FPTTS, legalmente protegido. Esta entidade constitui uma unidade de conservação de proteção integral (UC), criada pelo Estado do Tocantins por meio da Lei Estadual nº 1.179, de outubro de 2000 (D.O.E. 981), gerenciada pelos órgãos ambientais, SEPLAN (Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública do Estado de Tocantins), e NATURATINS (Instituto Natureza do Tocantins) (Dias-Brito *et al.* 2007).

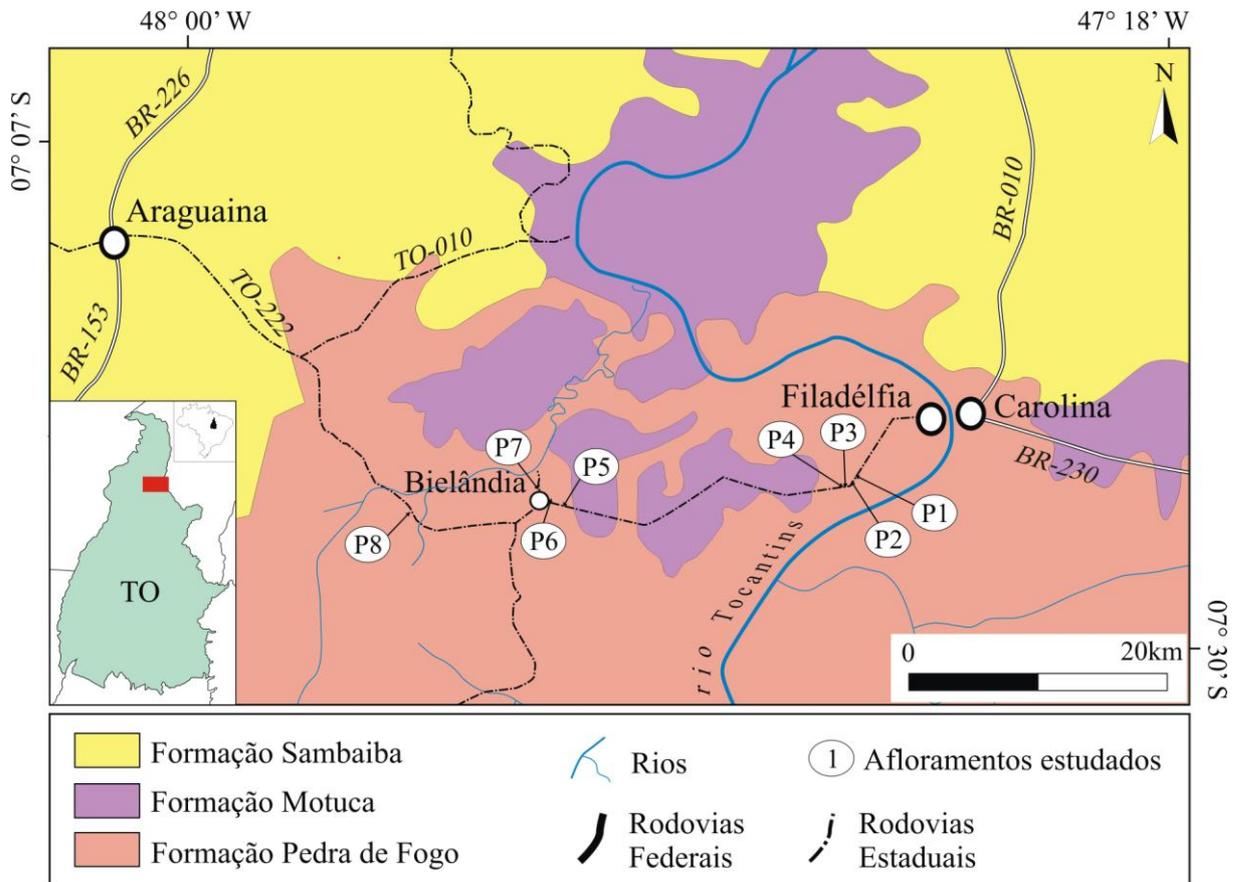


Figura 1. Localização e geologia da região de Filadélfia, Estado do Tocantins.
 Fonte: Modificado de Aguiar & Nahass (1969), e DNIT (2002).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A análise de fácies seguiu a proposta de Walker (1992) e Dalrymple (2010) que consiste na descrição da litologia, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes dos corpos sedimentares.

A individualização e descrição das fácies objetiva a compreensão dos processos sedimentares, revelando como a fácies foi gerada, enquanto as associações de fácies contemporâneas e cogenéticas permitem o reconhecimento do sistema deposicional, sintetizado através de modelo deposicional representado na forma de blocos diagrama.

A descrição e associação de fácies foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo os modelos de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997), que permitiram a identificação dos elementos arquiteturais (Miall 1985) definidores dos paleoambientes deposicionais.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A coleta sistemática de amostras foi feita com base na subdivisão faciológica, principalmente para a confecção de seções delgadas. Essas amostras possibilitaram a confecção de cinco lâminas delgadas, sendo quatro de arenitos e uma de siltito, efetuadas no Laboratório de Laminação da UFPA.

Para a classificação dos arenitos seguiu-se a proposta de Folk (1968), que se baseia na quantidade dos grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha, avaliada através da contagem de 300 pontos em cada lâmina petrográfica (Tucker 1991; 2001). O tipo de cimento carbonático (calcita ou dolomita) foi determinado em lâminas tingidas com alizarina vermelha-S seguindo a proposta de Adams *et al.* (1984).

2.3 ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)

A preparação das amostras orientadas para identificação dos argilominerais na técnica de DRX iniciou-se com a fragmentação de 150 g de amostras em grau de ágata. Os pedaços foram depois tratados com equipamento de ultrassom por 10 minutos para facilitar a descolagem da fração argila da parede dos grãos. Após este procedimento, as amostras foram peneiradas a úmido em peneiras com abertura de 0,062 mm para a separação da fração silte-argila ($< 62 \mu\text{m}$). Em seguida, esta fração foi colocada para decantar em cilindros de *Atterberg* com 350 ml de água destilada por cerca de 20 horas. Após esse período, a floculação de duas amostras foi revertido com adição de 75 ml de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), concentrado a 9,8 g/l. Para separar a fração silte da fração argila, as amostras foram centrifugadas a 1000 rpm durante 2 minutos. A fração argila em suspensão foi concentrada com a centrifugação a 2000 rpm durante 10 minutos. As duas amostras tratadas com pirofosfato foram centrifugadas a 1000 rpm durante 2 minutos por mais duas vezes, para maior concentração da fração argila. A etapa final consistiu na pipetagem de 1,5 ml de argila concentrada sobre as lâminas de vidro (Carrol 1970; Alves 1987).

A análise das amostras foi feita no Laboratório de Difractometria de Raios-X da UFPA, utilizando-se difratômetro X'Pert Pro PANalytical, equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite, com tensão e corrente ajustadas para 40 kV e 40 mA, respectivamente. Obteve-se os difratogramas no intervalo de exposição de 5° a $75^\circ 2\theta$, steps de $0,02^\circ 2\theta/\text{min.}$, durante 5 minutos, os quais foram tratados digitalmente com *softwares* do equipamento X'PERT HIGH 16 SCORE, que contém um banco de dados do PCPDFWIN (Powder Diffraction File-International Centre for Diffraction Data).

Devido à semelhança de picos apresentadas por alguns grupos de argilominerais, além da leitura orientada, também foram feitas leituras saturadas com etilenoglicol, e aquecida a 550°C por duas horas (Alves 1987).

3. BACIA DO PARNAÍBA

3.1 ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS

A Bacia do Parnaíba está inserida na Província Parnaíba, porção leste da Plataforma Sul-Americana (Figura 2). Localiza-se na região norte-nordeste ocidental do Brasil, possui forma poligonal a levemente alongada na direção NE-SW, e extensão aproximada de 600.000 km² (Góes & Feijó 1994). A erosão durante e após a ruptura do *Gondwana* no Cretáceo vem reduzindo as dimensões originais da Bacia do Parnaíba com o recuo de suas escarpas (Caputo *et al.* 2006). Esta bacia desenvolveu-se sobre o embasamento cristalino cratonizado após o término do evento Brasileiro, datado do final do Proterozóico e início do Cambriano (Vaz *et al.* 2007). Este embasamento é constituído pela colagem dos blocos continentais São Luís-Oeste Africano, Amazônia e São Francisco, bem como pelas faixas de dobramento Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto, estabilizadas na passagem do Neoproterozóico para o Eopaleozóico.

A Bacia do Parnaíba foi classificada por Raja Gabaglia & Figueiredo (1991) e Vaz *et al.* (2007) como intracratônica, enquanto que para Szatmari & Porto (1982) *apud* Figueiredo & Raja Gabaglia (1986) ela representa o tipo intracratônica de interior remoto - amplos arcos regionais. Segundo a classificação de Klemme (1980), bastante utilizada pelas indústrias petrolíferas, a bacia corresponderia ao tipo I (interior simples), já na classificação de Kingston *et al.* (1983), ela pode ser enquadrada no tipo IS (*Interior Sinéclise*). De acordo com Góes & Feijó (1994), os limites atuais da Bacia do Parnaíba demarcam remanescentes de uma outrora extensa área de sedimentação afro-brasileira paleozóica, posteriormente fragmentada e parcialmente erodida. A espessura máxima perfurada na bacia é de cerca de 3.500 m relativa à sinéclise paleozóica que se desenvolveu a partir do Siluriano. Espessuras bem maiores podem ocorrer em grábens e *riftes* de idade possivelmente cambro-ordoviciano de direção norte-sul, precursores de sua formação, detectados por sondagens e interpretações sísmicas e gravimétricas (Góes *et al.* 1994). Estes grábens, embora distribuídos por toda à bacia, são melhor observados na sua borda oeste (Figuras 2 e 3). Como unidade deposicional, a bacia foi iniciada após o ciclo termotectônico Brasileiro-Panafricano, no fim do Ordoviciano, juntamente com as bacias intracratônicas do Solimões, Amazonas e Paraná (Caputo *et al.* 2005).

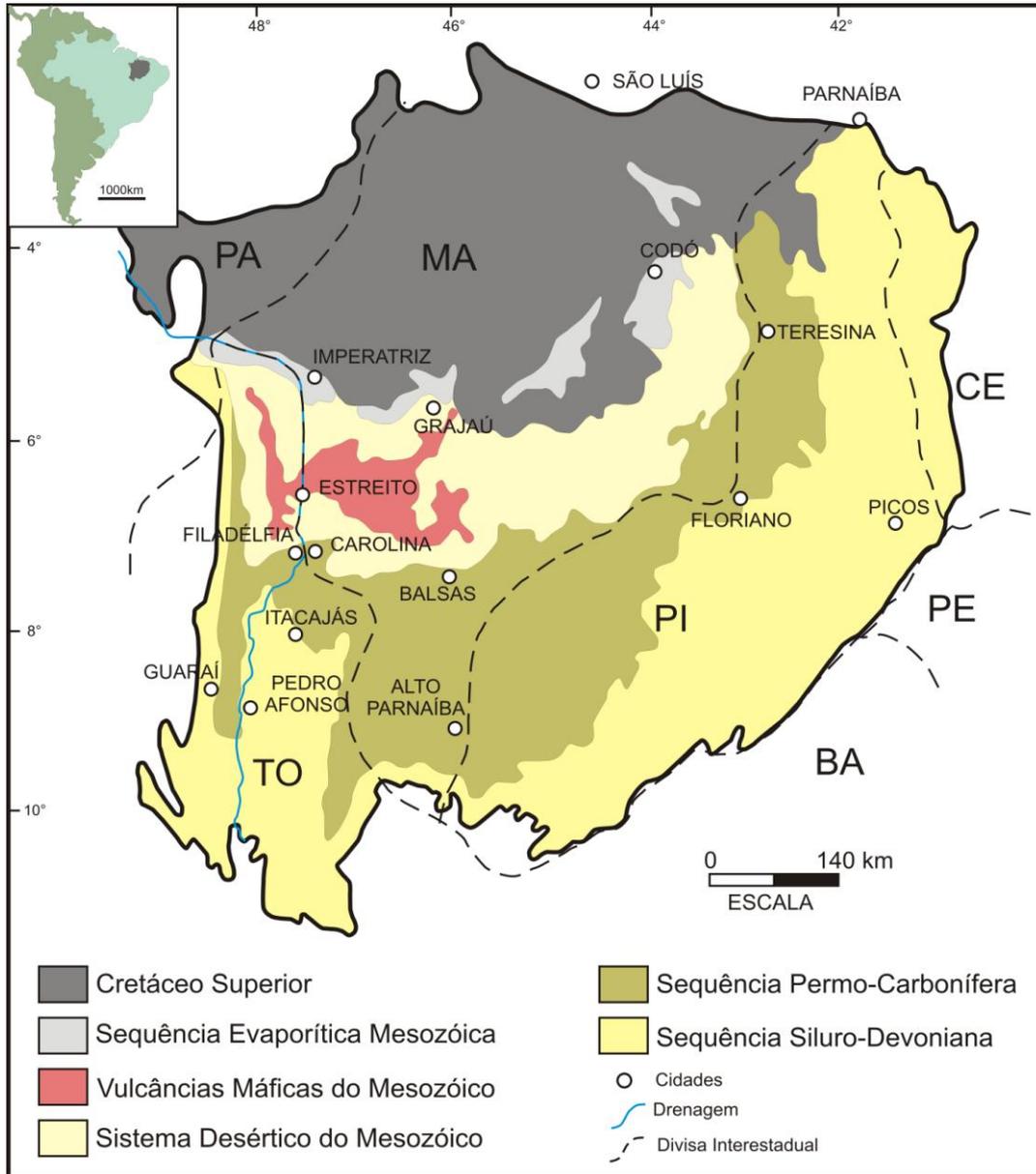


Figura 2. Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba.

Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004).

Segundo Cunha (1986) os grabens no nordeste e sudoeste da bacia são preenchidos por sedimentos imaturos pré-ordovicianos correlatos aos depósitos do Grupo Jaibas e Formação Monte do Carmo. A sedimentação subsequente na bacia foi fortemente influenciada por pulsos termais do Ciclo Brasileiro cambro-ordoviciano (Vaz *et al.* 2007). Como resultado da evolução termo-mecânica da área, estabeleceu-se uma grande depressão ordoviciano, sobre a qual se depositaram sedimentos flúvio-deltaicos a marinhos do Grupo Serra Grande (Góes *et al.* 1990). O término desta sedimentação é marcado pelos efeitos da orogenia caledoniana, que resultou numa discordância regional (Góes *et al.* 1990). O desenvolvimento dos processos termais, aliado à influência de efeitos flexurais, resultaram em um notável aumento da

sedimentação durante o Devoniano, representado pelo Grupo Canindé. O término dessa sedimentação foi caracterizado pelo desenvolvimento de expressiva discordância regional associada aos efeitos da orogenia eo-herciniana ocorrida no Eocarbonífero, também representada na porção central da bacia por falhas normais e estruturas ligadas às falhas reversas (Góes *et al.* 1990) (Figura 3).

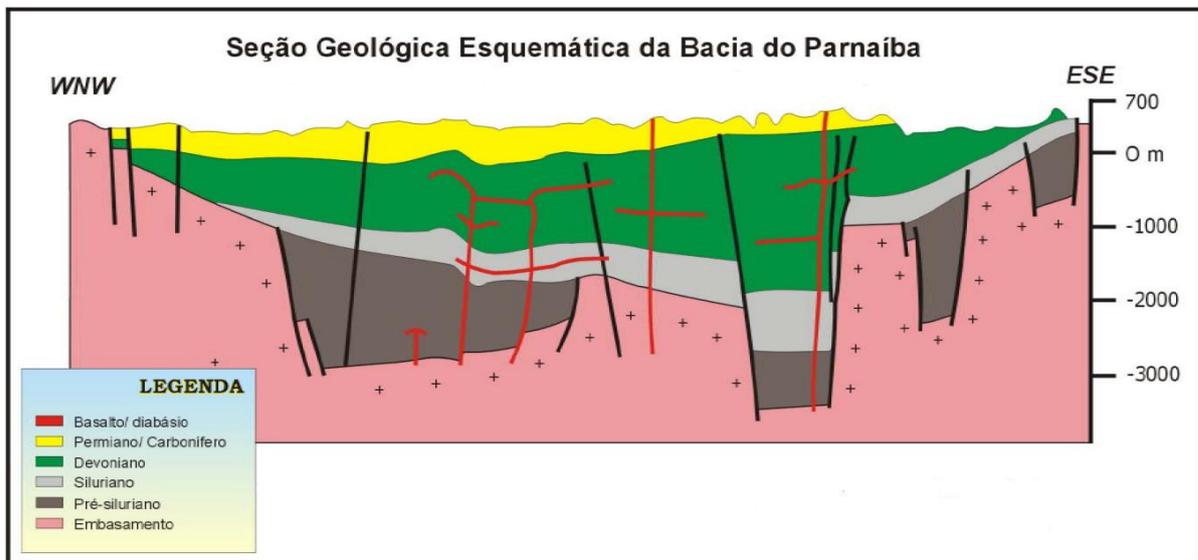


Figura 3. Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando a distribuição dos *grábens* precursores da bacia. Fonte: Góes *et al.* (1994).

A retomada da sedimentação com a deposição do Grupo Balsas durante o Neocarbonífero marcou o início da continentalização da bacia, assinalada por progressiva desertificação e deslocamento de seu depocento para sua parte mais central (Góes *et al.* 1990). O subsequente preenchimento foi profundamente influenciado pelo efeito de separação dos continentes sul-americano e africano, com significativo magmatismo intrusivo e extrusivo, seguido de deposição clástica das formações Pastos Bons e Corda (Góes & Feijó 1994). O último ciclo sedimentar da bacia ocorreu durante o Cretáceo, representado pelos depósitos lacustres a continentais das formações Codó/Grajaú e Itapecurú, restritos à porção norte-noroeste da bacia (Góes *et al.* 1990).

3.2 ESTRATIGRAFIA

O arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba foi recentemente reinterpretado por Vaz *et al.* (2007), baseado na acumulativa aquisição de dados geológicos e geofísicos adquiridos nos mais de 50 anos de trabalhos exploratórios empreendidos pela Petrobrás nas

bacias sedimentares brasileiras. Segundo esses autores, o preenchimento litoestratigráfico dessa bacia pode ser dividido em cinco seqüências deposicionais denominadas: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea, delimitadas por importantes discordâncias que se estendem por toda a bacia (Figura 4).

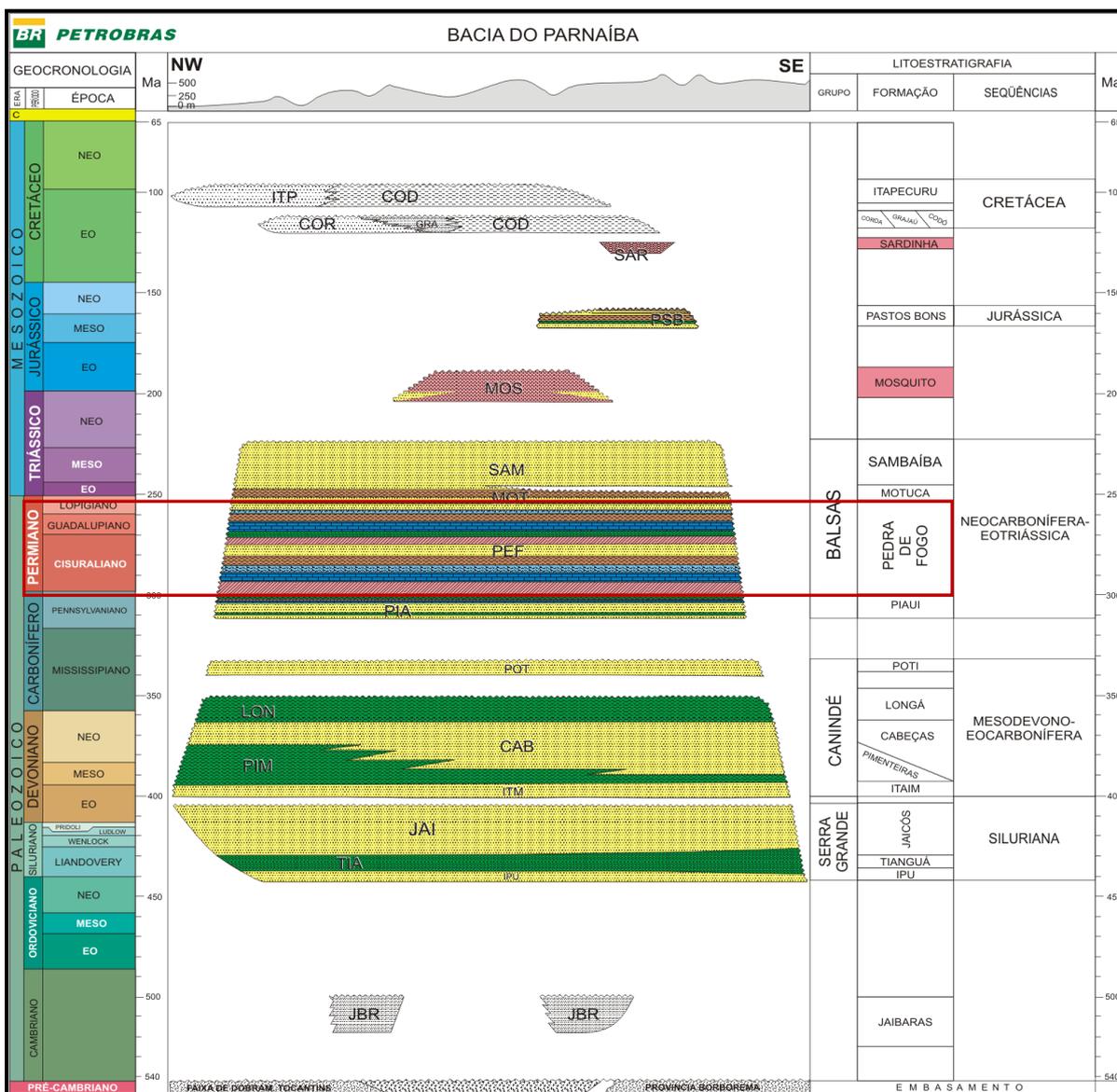


Figura 4. Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Parnaíba, com destaque para a Formação Pedra de Fogo (retângulo vermelho). Fonte: Modificado de Vaz *et al.* (2007).

3.2.1 Seqüência siluriana

Consiste em um ciclo transgressivo-regressivo completo, assentado sobre rochas proterozóicas ou cambrianas. Litoestratigraficamente corresponde ao Grupo Serra Grande, representado pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Figura 4). A Formação Ipu é constituída

por arenitos finos a grossos, conglomeráticos a areno-argilosos com matações de quartzo/quartzitos, depositados em ambientes glácio-fluvial a glacial proximal, leques deltaicos e frentes deltaicas. A Formação Tianguá é composta de folhelhos cinza-escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, além de arenitos cinza-claros, fino a médio, feldspáticos com intercalações de siltitos e folhelhos micáceos, depositados em ambiente de plataforma rasa. A relação de contato com as formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobrepota) é concordante. A Formação Jaicós é constituída de arenitos grossos cinza-claros, creme amarronzado, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada a lenticular, depositados em ambiente fluvial entrelaçado.

3.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera

Essa sequência aflora principalmente nas partes leste e sudeste da bacia, representada pelo Grupo Canindé, que engloba as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Vaz *et al.* 2007) (Figura 4). A Formação Itaim designa arenitos finos a médios, com grãos subarredondados, bem selecionados com alta esfericidade, depositados em ambientes deltaicos a plataformais dominados por correntes de marés e tempestades. A Formação Pimenteiras consiste principalmente de folhelhos cinza-escuros parcialmente bioturbados, ricos em matéria orgânica, intercalados com siltitos e arenitos depositados em ambiente de plataforma rasa dominado por tempestades, representativo da transgressão marinha mais importante da bacia. A Formação Cabeças é constituída por arenitos finos a grossos, com delgadas intercalações de siltitos e folhelhos; forma ciclos com tendência transgressiva – regressiva em seu contato transicional inferior com a Formação Pimenteiras. Eventualmente ocorrem diamictitos, tilitos e pavimentos estriados que denotam ambiente glacial ou periglacial. A Formação Longá é caracterizada por folhelhos cinza a pretos, bioturbados, com pacotes de arenitos em sua porção média, interpretados como depósitos de ambiente plataformal dominado por tempestades. A Formação Poti consiste de arenitos médios, com lâminas dispersas de siltitos e folhelhos, depositados em ambientes deltaico e planície de maré sob influência de tempestades.

3.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica

A sequência neocarbonífera-eotriássica referente ao Grupo Balsas, ocorre principalmente nas porções centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia, e inclui as formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (Vaz *et al.* 2007) (Figura 4). A

Formação Piauí é constituída por arenitos médios com estratificação cruzada de grande porte, eventualmente maciços, intercalados por folhelhos vermelhos em sua porção inferior, enquanto a porção superior consiste de arenitos finos a médios, com intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de *chert*, além de lentes conglomeráticas. A deposição é fluvial com contribuição eólica, e breves incursões marinhas em clima semi-árido a desértico. A Formação Pedra de Fogo é caracterizada por sedimentação cíclica com considerável variedade de rochas, desde *chert*, calcário oolítico e pisolítico, eventualmente estromatolítico, intercalados com arenitos finos a médios, amarelados, folhelhos cinza, siltitos, anidritas e dolomitos, depositados em ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, e ocasional influência de tempestades. A Formação Motuca denomina siltitos vermelhos a marrom, arenito fino a médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários, depositados em sistema desértico com lagos associados. A Formação Sambaíba é representada por arenitos finos a médios, com grãos subangulosos a subarredondados, dispostos em dunas eólicas com estratificação cruzada de grande porte e diversas feições eólicas que caracterizam um ambiente deposicional desértico com eventuais contribuições fluviais.

3.2.4 Sequência jurássica

Esta sequência é constituída somente pela Formação Pastos Bons, em função da reinterpretção na posição estratigráfica da Formação Corda, feita por Vaz *et al.* (2007), que a posicionam na sequência cretácea sobrejacente. A Formação Pastos Bons é constituída da base para o topo por arenitos finos a médio, subarredondados, com estratificação plano-paralela e escassas lentes de calcário, sendo sobrepostos por siltitos e folhelhos cinza-verdes, comumente intercalados com arenitos finos a médio que gradam para siltitos com níveis de folhelhos. Esta unidade foi interpretada como depósitos lacustres, com subordinada contribuição fluvial em clima árido a semi-árido (Figura 4). Contudo, Vaz *et al.* (2007), admitem dúvidas sobre o verdadeiro posicionamento estratigráfico da Formação Pastos Bons, e sugerem que sejam feitos estudos mais detalhados visando sua idade e relações de contatos, principalmente com as formações Sambaíba, Mosquito e Sardinha.

3.2.5 Sequência cretácea

Com o deslocamento do depocentro da região central para os extremos norte e noroeste da bacia, resultante da abertura do Atlântico, essa sequência aflora fundamentalmente nestas

bordas da bacia, sobrepondo-se em discordância à sequência jurássica. A sequência cretácea é constituída pelas formações Corda, Grajaú Codó, e Itapecuru. A Formação Corda abrange os arenitos muito finos a médios, moderadamente a bem selecionado, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas, com estratificação cruzada de grande porte, laminação cavalgante transladante, *ripples*, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas, o que sugere que essa unidade foi depositada em ambiente desértico. A Formação Grajaú é representada por arenitos médios a grossos, com grãos angulosos a subangulosos, mal selecionados, com abundantes níveis de seixos e eventuais camadas de siltitos, arenitos muito finos a finos com estratificação cruzada acanalada e estruturas de sobrecargas. A Formação Codó é composta por folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenito com frequentes níveis de *chert* e estromatólitos. Segundo Rossetti *et al.* (2001), as formações Grajaú e Codó foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre a flúvio-deltáico. Vaz *et al.* (2007) propõem uma relação de contemporaneidade entre as formações Corda, Grajaú e Codó (Figura 4).

A Formação Itapecuru recobre discordantemente as formações Grajaú e Codó, compreendendo arenitos e pelitos com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, acanalada e tabular, além de *mud couplets* e estruturas de escorregamento de massa. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem de forma subordinada. A Formação Itapecuru correspondente a seis ciclos deposicionais atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos e estuarino lagunar, episodicamente afetados por ondas de tempestades (Rossetti *et al.* 2001). Feições de canal fluvial, lagunares, canais de maré e litorâneo também são descritos para esta unidade. Conforme Vaz *et al.* (2007), a gênese das formações Grajaú, Codó e Itapecuru está associada a movimentação tectônica ou ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo.

4. O PERÍODO PERMIANO: PALEOGEOGRAFIA, CLIMA E VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR

O Permiano constitui o último período da Era Paleozóica, estendendo-se de 299 a 251 Ma (ICS 2010). O limite com a Era Mesozóica é caracterizado pela maior extinção em massa já registrada na história da vida na Terra (Kiehl & Shields 2005). A denominação Permiano foi feita em 1841 pelo geólogo escocês Roderick Murchison, que incluiu vastas séries de margas, xistos, calcários, arenitos e conglomerados que se sobrepunham as formações carboníferas na parte oriental da Rússia. O nome faz referência ao antigo reino de Permia, e atual cidade de Perm, próxima aos Montes Urais (Benton *et al.* 2010).

O Permiano é marcado pela transição de um período glacial para interglacial, o último da Era Paleozóica (Scotese *et al.* 1999; Ford & Golonka 2003). A paleogeografia global incluía enormes áreas de terras cercadas por gigantesco volume de água. Até o início deste período, a grande movimentação de placas tectônicas ocasionou acreção de grandes blocos continentais resultando na formação do supercontinente Pangéia (Figura 5). Todos os continentes atuais, exceto a Ásia, estavam reunidos neste supercontinente que se estendia de pólo a pólo. Essa grande massa de Terra era cercada pelo mega-oceano Pantalassa, com um mar de menor dimensão a leste, conhecido como Tethys, subdivido em suas partes norte (Paleo-Tethys), e sul (Neo-Tethys) (Golonka & Ford 2000; Zharkov & Chumakov 2001; Ford & Golonka 2003). As intensas colisões entre placas continentais ocasionaram soerguimentos e geração de enormes cinturões montanhosos no interior, bem como nas bordas do supercontinente. A formação dessas cadeias de montanhas provocou mudanças significativas no regime de circulação dos ventos, fazendo com que as regiões mais internas ao Pangéia fossem afetadas por forte aridez. Somam-se às intensas e volumosas erupções vulcânicas na região da atual Sibéria, conhecidas como “Armadilhas Siberianas” (Courtilot & Renne 2003), além de prováveis diminuições nos valores do albedo da Terra (Chumakov & Zharkov 2003). A junção desses eventos desencadeou drásticas mudanças climáticas globais, passando de condições glaciais no início do Permiano, para quentes de extrema aridez ou “*Super Hot House*” no final do Permiano (Scotese *et al.* 1999).

Nas médias e altas latitudes da parte sul do Pangéia, regiões com clima mais temperado, desenvolveu-se a flora *Glossopteris*, característica desse período, bem como *Gymnospermas* e *Aminotas* espalharam-se por todo o continente, e passaram a habitar também os ambientes aquáticos (Wnuk 1996). Litologicamente, os sedimentos continentais de idade permiana são representados por margas, calcários dolomíticos, sedimentos arcoseanos e evaporitos. Os

sedimentos marinhos são principalmente, calcários, *cherts* biogênicos, arenitos e folhelhos escuros. Ao final desse período ocorreu a maior crise na biota da Terra, conhecida como grande extinção do Permiano, que dizimou 95% das espécies marinhas, entre elas todas as espécies de trilobitas, corais rugosos e tabulados, e cerca de 70% das espécies terrestres, nas quais, *Pelicossauros* e outros grupos de *Sinápsidos* dentre muitos anfíbios também foram extintos (Koeberl *et al.* 2004; Kiehl & Shields 2005; Meyer *et al.* 2008).

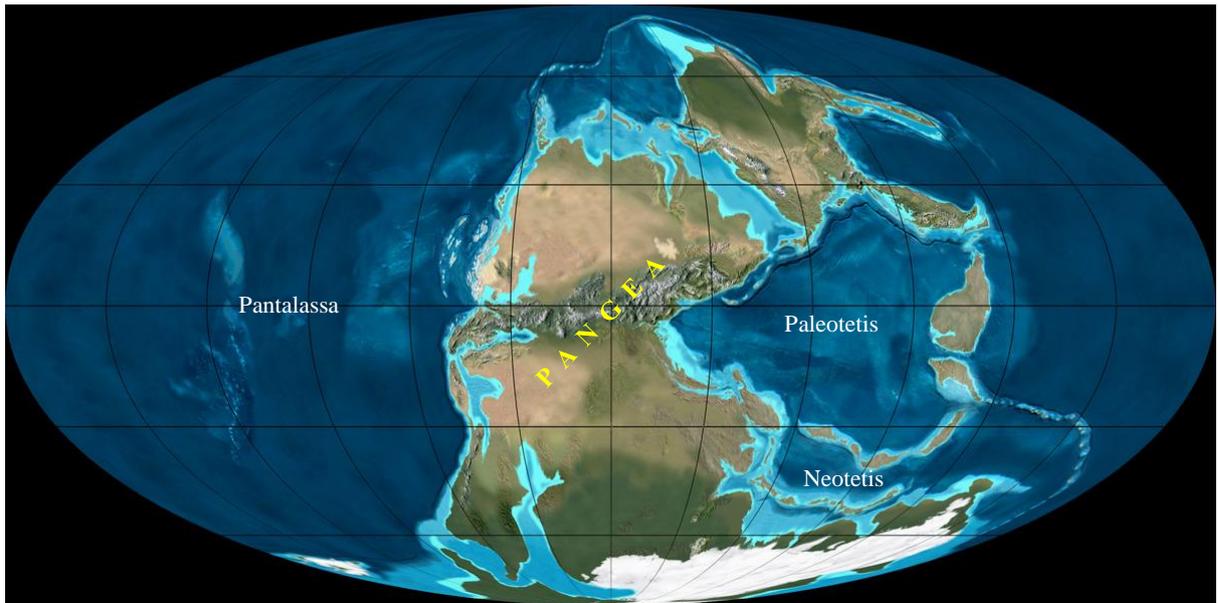


Figura 5. Paleogeografia global durante o início do Permiano (~280Ma). Fonte: Modificado de *website Global Paleogeography* e Chumakov & Zharkov (2002).

4.1 CONFIGURAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO FINAL DO PALEOZÓICO

Muitas das colisões continentais iniciadas no Devoniano-Carbonífero só foram efetivamente completadas durante o Permiano, dentre estas a maior e mais significativa, ocorrida no final do Carbonífero-início do Permiano, foi a colisão entre o Gondwana e a Laurussia/Laurásia, que culminou na formação do supercontinente Pangéia (Golonka & Ford 2000). Essa colisão fez com que o Gondwana rotacionasse em sentido horário ocasionando o fechamento do oceano *Rheic* (Figura 6A), e desenvolvendo zonas de subducção e cinturões vulcânicos com orogênias no norte da África, extremo oeste das atuais Américas do Sul e Norte, e centro da Europa (Figura 6B). No início do Permiano o Pangéia incluía Austrália, Índia, Antártica, África, Arábia, Américas do Sul e Norte, Europa, Cazaquistão, Sibéria, além da placa Cimeriana (Ford & Golonka 2003).

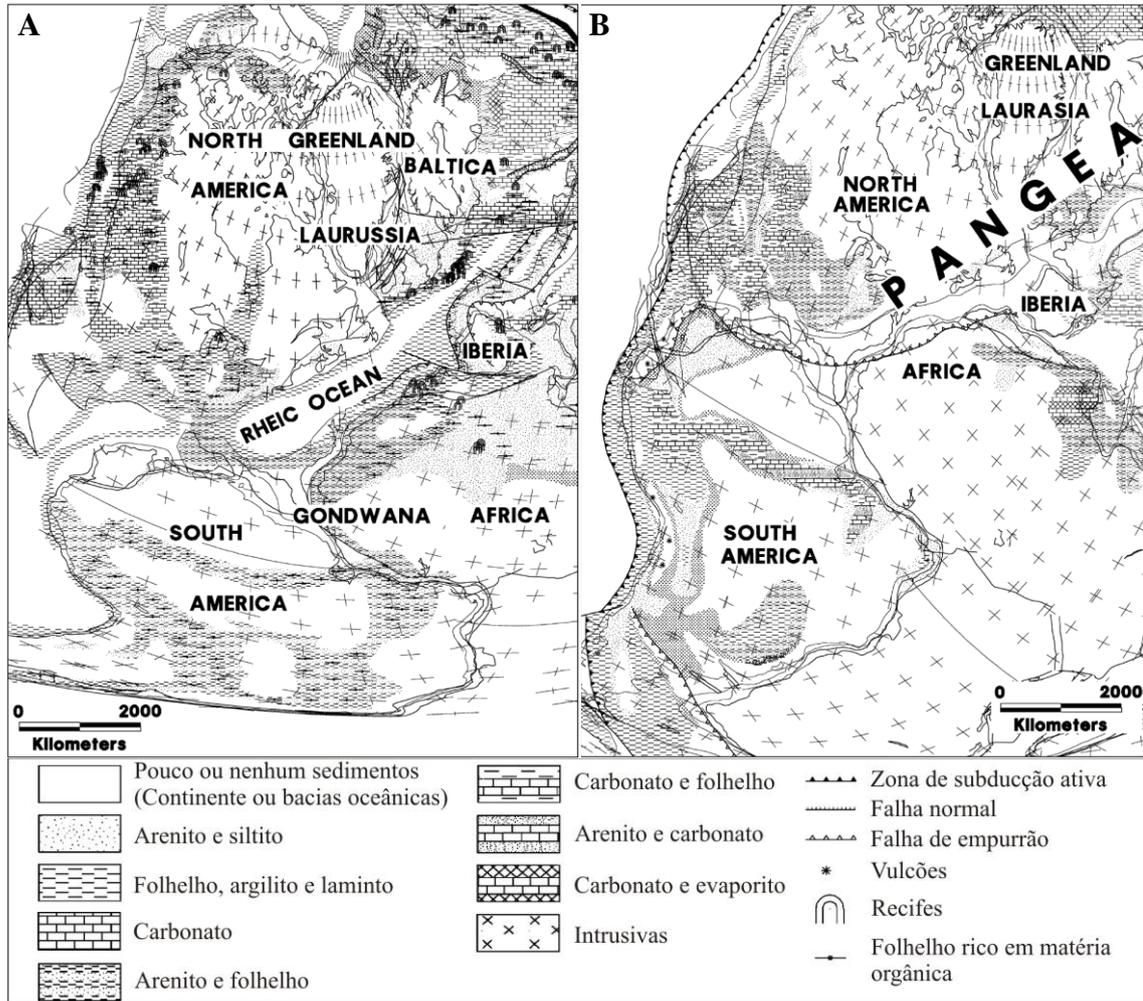


Figura 6. Paleogeografia global e litofácies durante o final do Devoniano-início do Carbonífero (A), e final do Carbonífero-início do Permiano (B). Fonte: Modificado de Ford & Golonka (2003).

O choque entre Gondwana e Laurussia, durante o Permiano Inferior (Sakmariano-Artiskiano), submeteu a parte central do Pangéia a um expressivo soerguimento que gerou corredores e/ou cinturões montanhosos que cruzavam toda extensão do supercontinente, dividindo-o nas partes norte (Laurásia) e sul (Gondwana) (Ziegler *et al.* 1997) (Figura 7), formando conjuntos de elevados platôs e cadeias montanhosas remanescentes do Pré-Cambriano (Zharkov & Chumakov 2001). O extremo oeste do supercontinente Pangéia era afetado por zona convergente de colisão continente-oceano, que resultava na geração de cinturão montanhoso por toda a paleocosta oeste do supercontinente, semelhante ao que ocorre atualmente com a formação da cadeia Andina. Além disso, diversas partes do seu interior apresentavam similaridades com regiões atuais tais como as partes centrais da África e planícies e planaltos de Botswana, centro do Irã, região de Gobi, Planícies da América do Norte e planaltos ocidentais da Austrália, dentre outros, resultando no desenvolvimento de amplas redes de drenagens em zonas climáticas áridas e úmidas.

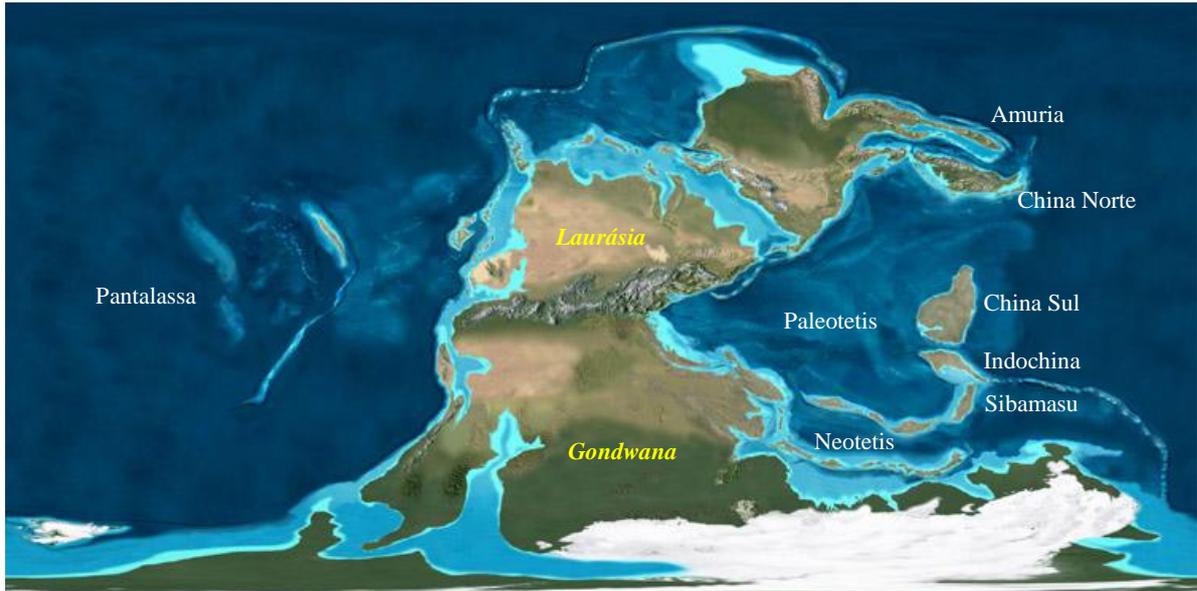


Figura 7. Configuração paleogeográfica no Sakmario-Artiskiano, Permiano Inferior. Observar o cinturão montanhoso que dividia o Pangéia entre *Laurásia* e *Gondwana*. Fonte: Modificado de *website Global Paleogeography* e Zharkov & Chumakov (2001).

4.2 CLIMA E SEDIMENTAÇÃO

O zoneamento climático do início do Permiano foi fortemente herdado do final do Carbonífero, no entanto, a tendência de resfriamento global foi rapidamente substituída por condições de aquecimento e aridez (Figura 8), em parte, devido à expansão do Pangéia no Permiano, resultando em mudanças significativas das condições climáticas do planeta. Além das grandes dimensões do Pangéia, alguns autores (Erwin 1999; Bowring *et al.* 1998) afirmam que esse evento de superaquecimento global foi desencadeado por massivas erupções vulcânicas ocorridas na Sibéria, e que podem ter ocasionado a mais significativa extinção em massa ocorrida no final do Permiano. Na passagem Carbonífero-Permiana o planeta se encontrava inserido em um período glacial. Indícios dessa glaciação não são encontrados no Hemisfério Norte, provavelmente em função do supercontinente Pangéia, durante esse período, se encontrava deslocado mais para o polo sul, afetando apenas as porções de terras do Gondwana (Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003; Zharkov & Chumakov 2001) (Figura 9).

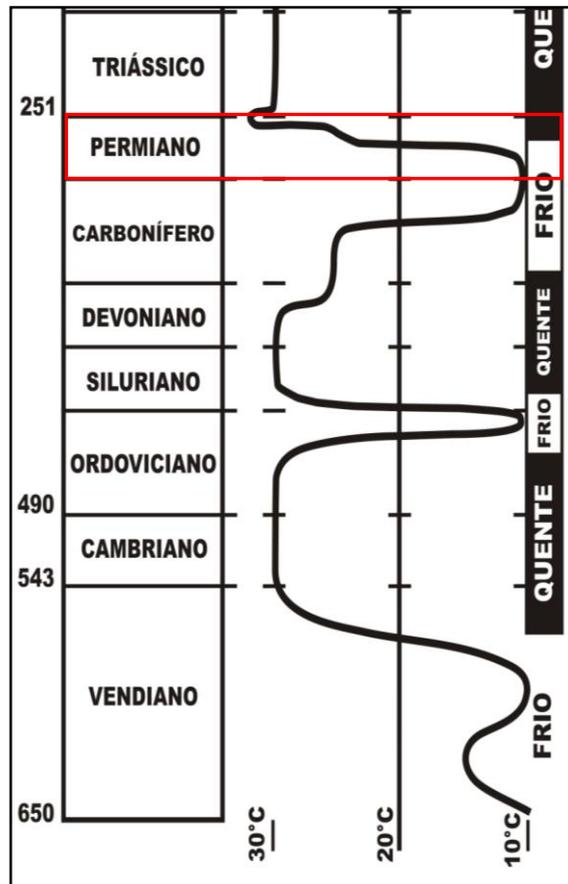


Figura 8. Variação climática global do Vendiano ao Triássico. Observar o rápido aquecimento global na metade superior do Permiano. Fonte: Modificado de Scotese *et al.* (1999).

Durante o Permiano Inferior (Asseliano-Sakmariano), o cinturão glacial expandiu-se por toda a parte sul do Gondwana (Figura 9A), deixando registros de depósitos glaciais na América do Sul, como o Grupo Itararé, na Bacia do Paraná (Martin 1981; Franca 1995; Santos *et al.* 1996), África do Sul, incluindo sul da Arábia e Madagascar (Visser 1997; Visser *et al.* 1997), Austrália (Dickins 1996; Eyles *et al.* 1998), além da Índia e do Tibet (Chandra 1992; Lindsay 1997; Wopfer & Gasshyap 1997). Na América do Sul, semelhante ao que ocorre nas demais regiões do planeta que registram essa glaciação carbonífera-permiana, os depósitos sedimentares mostram alternância entre fácies continentais e glaciomarinhas, formados durante episódios glaciais e interglaciais. Nesses intervalos interglaciais ocorreram a formação da maior parte das acumulações de carvão registradas na Bacia do Paraná (Santos *et al.* 1996).

No final do Sakmariano-início do Artinsquiano (final do Permiano Inferior), a grande capa de gelo que cobria mais da metade do Gondwana começou a diminuir, enquanto a zona ou cinturão árido do sul começou a se expandir atingindo paleolatitudes entre 0° e 45°S,

tornando-se duas vezes maior que a zona árida oposta ao norte (Figura 9B) (Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003). Nesse período as bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná eram preenchidas por mares rasos e quentes com corrente sedimentação terrígena-carbonática nas duas primeiras, e predomínio de terrígenos nessa última (Zharkov & Chumakov 2001). Contemporaneamente, nos arredores do Pangéia e microcontinentes vizinhos predominava sedimentação de fácies carbonáticas (Shi & Archbold 1998). Segundo Zharkov & Chumakov (2001) estas acumulações carbonáticas ao longo das periferias do Pangéia ocorreram em quase todos os mares entre 45° e 50°N, com amplas e bem desenvolvidas plataformas e rampas carbonáticas e plataforma carbonática-evaporítica em mares interiores das bacias sub-Andinas ao longo da margem oeste do Gondwana. Semelhante ao sul, as bacias de mares interiores sob condições de águas quente nas partes norte do Pangéia (Laurásia), correspondente a atual América do Norte, e península Arábica, a nordeste, ambas influenciadas pelos cinturões climáticos árido, semiárido a temperado, também experimentavam ampla deposição carbonática-evaporítica em zonas de *sabkhas*, além de massiva acumulação de *chert* biogênico (Beauchamp & Baud 2002).

Durante o decorrer do Permiano Superior, o cinturão glacial desapareceu completamente enquanto o cinturão sul-árido encontrava-se plenamente expandido, englobando a maior parte da atual América do Sul e centro norte da África (Figura 9C). As sucessivas regressões de mares epicontinentais proporcionaram a formação de extensos depósitos de sal nas bacias do Peru-Bolívia, além de *red beds* e sistemas alúviais e lacustres de clima árido, com planícies de *sabkha*/evaporitos, e áreas de desertos nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Barreirinhas no Brasil. Essas condições paleoambientais foram encontradas nas bacias do Gabão, Mali-Nigéria, Norte do Saara e Moçambique, na África. A periferia oriental sul desse cinturão era ocupada por amplas zonas de platôs evaporíticos-carbonáticos, *sabkha* costeiras e continentais, plataformas marinhas rasas, além de bacias salíferas e evaporíticas nos territórios setentrionais das atuais Itália, Arábia e regiões adjacentes (Zharkov 1981; Chumakov & Zharkov 2002).

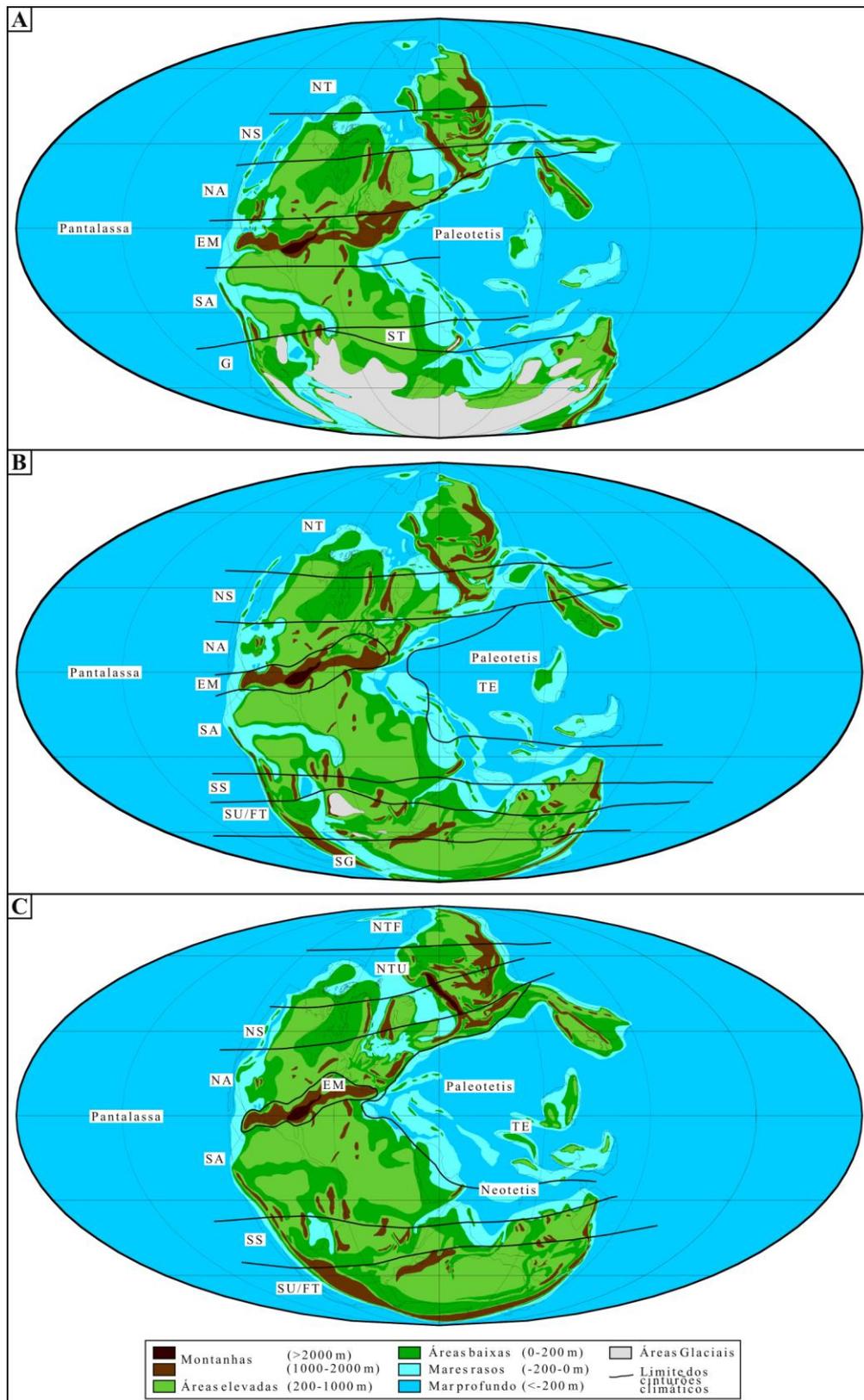


Figura 9. Zonas e/ou cinturões climáticos globais durante o Permiano. (A) Asseliano-Sakmariano; (B) Sakmariano-Artinskiano (final do Permiano Inferior); (C) Cazaniano-Tartariano (Permiano Superior). Cinturões climáticos: [SA] sul árido; [NA] norte árido; [SS] sul semiárido; [NS] norte semiárido; [ST] sul temperado; [NT] norte temperado; [SU/FT] sul úmido a frio temperado; [NTU] norte temperado a úmido; [NTF] norte temperado a frio; [TE] tropical equatorial; [EM] equatorial montanhoso [G] glacial; [SG] sul glacial. Fontes: Modificado de Chumakov & Zharkov (2002) e Chumakov & Zharkov (2003).

Segundo Wnuk (1996), tanto a vegetação micro como a macro foram escarsas nessas regiões, ficando confinada a oásis de vales de rios e lagos efêmeros. Na América do Sul, mas especificamente Brasil e Argentina, predominou flora tipicamente de deserto, como a Euramericana-Gondwanica característica de climas áridos com umidades sazonais em áreas restritas.

4.3 VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR

O nível do mar global era baixo no limite Carbonífero-Permiano, quando prevaleciam condições glaciais no Hemisfério Sul. A medida que a glaciação gondwanica decrescia, e as condições climáticas gradualmente aqueciam, iniciou-se um estágio de subida global do nível do mar com pequenas flutuações glacioeustáticas de baixa frequência no decorrer do Permiano Inferior, ocorrendo uma queda de 1º ordem significativa no Artinskiano (Figura 10). Esta situação permaneceu por todo o Permiano Superior, até atingir níveis de máxima emergência continental (Ross & Ross 1988), próximo ao limite Permo-Triássico marcado pela grande extinção (Figura 10). Após esse limite, o nível do mar lentamente aumentou (Ford & Golonka 2003). Segundo Milani & Zalan (1999), as incursões marinhas na América do Sul se deram de oeste para leste afetando as bacias do Amazonas e Parnaíba, com deposição de sedimentos clásticos-carbonáticos, enquanto na Bacia do Paraná predominou depósitos clásticos, especialmente tilitos, característicos deste período (Santos *et al.* 1996; Rocha Campos *et al.* 2000).

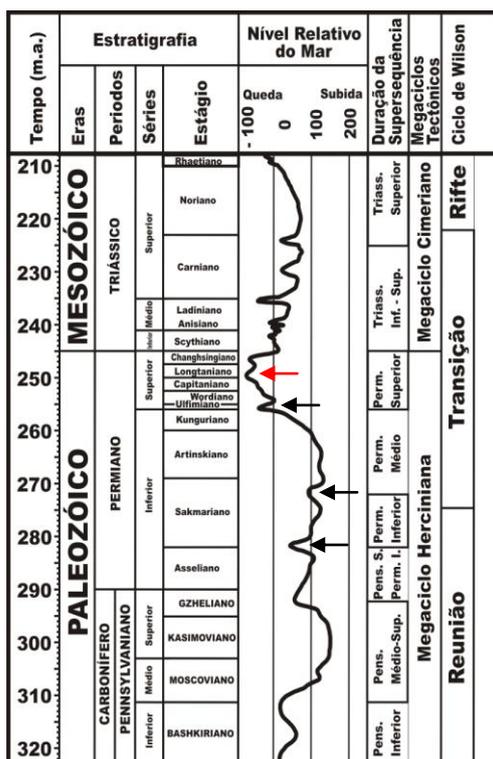


Figura 10. Variação do nível do mar durante o final do Paleozóico-início do Mesozóico. Notar quedas relativas de 2º ordem (setas pretas) no Permiano, e expressiva queda de 1º ordem (seta vermelha) no limite Permo-Triássico. Fonte: Modificado de Ford & Golonka (2000).

4.4 PERMIAN CHERT EVENT (PCE)

Além das drásticas mudanças climáticas, paleogeográficas e do evento da grande extinção, no limite Permiano/Triássico foi marcado também por um episódio incomum de acumulação de *chert* biogênico, principalmente espículas de esponjas e radiolários, ao longo de toda margem noroeste do Pangéia, na atual costa oeste dos Estados Unidos e Canadá, além de Japão, China, Nova Zelândia, Omã, Filipinas, Tailândia, Chile dentre outros. Este evento durou aproximadamente 30 Ma, e foi denominado por Muchey & Jones (1992) como *Permian Chert Event* (PCE). Seu início se deu por volta do Artinskiano-Kunguriano (final do Permiano Inferior), com expansão durante o Wordiano-Capitaniano (Permiano Médio), prevalecendo até o Changsingiano (final do Permiano Superior), quando houve uma abrupta interrupção do PCE. A ausência de depósitos de *chert* por 8 à 10 Ma antes do início do Triássico, conhecido como “*Chert Gap*”, foi substituído por expressiva deposição de folhelhos negros ricos em carbonatos (Muchey & Jones 1992; Beauchamp & Baud 2002).

De acordo com Beauchamp & Baud (2002) o término da glaciação gondwanica no limite Sakmaria-Artinskian com conseqüente derretimento da extensa capa de gelo que cobria toda a parte sul daquele continente, desencadeou uma mudança vigorosa no padrão de inundação em escala global, e início da generalizada preservação de sílica biogênica (PCE). Conforme os mesmos autores, o derretimento sazonal do gelo no mar do norte alterou o padrão de circulação termo-halina, provocando influxos de águas profundas, frias, densas e hipersalinas do grande oceano Pantalassa. Este fenômeno teria deslocado nutrientes como fósforo, ferro, nitrogênio, etc, além de águas ricas em sílica que ascenderam em zonas de ressurgência ao longo de toda a margem noroeste do Pangéia, bem como para o sul através da força de Coriolis. Isto levou a uma substituição de águas quentes e ricas em organismos secretores de carbonato de cálcio, por águas frias, pobres em CaCO_3 , e com abundante suprimento de sílica biogênica, propiciando grande acumulação e preservação de *chert*.

No início do Permiano Médio (Guadalupiano), as áreas favoráveis a acumulação e preservação de sílica se expandiram, atingindo o seu máximo no Permiano Superior (Lopigiano), quando não só o noroeste do Pangéia, mas muitas áreas anteriormente quentes do Pantalassa e Tethys, tornaram-se propícias a sedimentação e preservação de sílica biogênica. Próximo ao final do Permiano Superior, com progressivo aquecimento global e total desaparecimento da glaciação gondwanica, ocorreu um lento e gradual aquecimento dos oceanos, com nova mudança no padrão de circulação termo-halina, o que ocasionou condições impróprias para produção, acumulação e preservação de sílica biogênica,

resultando no encerramento abrupto do PCE. Durante o final do Permiano Superior e todo o Triássico Inferior, não houve sedimentação e/ou preservação de sílica biogênica. Nesse período, diversas famílias de organismos secretores de sílica foram extintos, as poucas espécies restantes se refugiaram em condições ambientais mais favoráveis (Beauchamp & Baud 2002).

No Brasil, especificamente na Bacia do Parnaíba, a Formação Pedra de Fogo registra expressiva silicificação permiana por toda sua extensão, com abundantes e variadas camadas de *cherts*, sob as mais variadas formas, desde horizontes estromatolíticos inteiramente silicificados, até nódulos concrecionários milimétricos a centimétricos, vulgarmente conhecidos como “bolachas de sílica” (Faria Jr 1979). A silicificação nessa unidade é tão intensa e característica que levou Plummer (1946) a denominá-la informalmente de “Formação de *Sílex (chert)*”. Além disso, a Formação Pedra de Fogo abriga um dos mais belos e bem preservados conteúdos de madeiras silicificadas de idade permiana (Rößler & Galtier 2002a,b; Rößler & Galtier 2003; Dias Brito *et al.* 2007). Até o momento, nenhum dos muitos trabalhos realizados nessa unidade tem feito qualquer referência relacionando sua intensa silicificação ao PCE, de fato, em função do diacronismo do conhecimento sobre tal episódio. Os únicos trabalhos que estudaram com algum grau de detalhe a silicificação da Formação Pedra de Fogo foram os de Faria Jr (1979), e Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a), que, obviamente pela incompatibilidade temporal não fazem nenhuma relação ao PCE. Sugeriram origem diagenética, com ressalvas para trabalhos futuros que possam atribuir-lhe origem vulcânica.

Contudo, conforme Beauchamp & Baud (2002), não há razão para acreditar que as intensas e volumosas erupções vulcânicas ocorridas no final do Permiano, referentes às “Armadilhas Siberianas” (Campbell *et al.* 1992; Courtillot & Renne 2003), tenham contribuído diretamente para o PCE, visto que elas coincidem com o colapso, e não com a explosão dos depósitos mundiais de *chert* (PCE). Além disso, Laschet (1984) afirma que fontes de sílica vulcânicas não podem fornecer sílica dissolvida suficiente para explicar as extensivas acumulações de *chert*.

5. FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

5.1 TRABALHOS ANTERIORES

A Formação Pedra de Fogo é caracterizada por sedimentação cíclica constituída por *chert* e calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalados por arenitos finos a médios amarelados, folhelhos cinza e anidritas esbranquiçadas (Faria Jr. 1979). Esta unidade aflora principalmente na região central da Bacia do Parnaíba, ao longo de uma extensa faixa com aproximadamente 600 km na direção leste-oeste (Figura 11), com largura média de 80 km (Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a), sendo também representativa em subsuperfície (Pinto & Sad 1986).

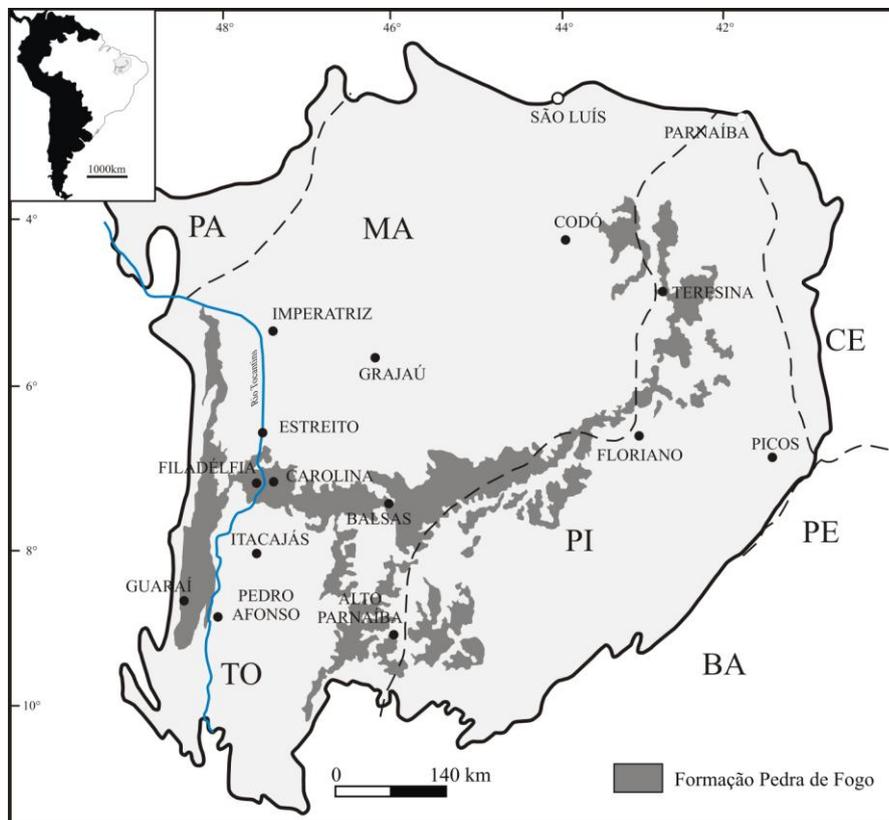


Figura 11. Distribuição espacial da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004).

A denominação Pedra de Fogo foi atribuída por Plummer (1946), para a sucessão de arenitos, folhelhos, calcários e principalmente *chert*, com restos de madeiras fossilizadas que afloram nas margens do riacho homônimo entre os municípios de Pastos Bons e Nova Iorque no Maranhão, com seção tipo definida pelo autor neste local. Posteriormente, Barbosa & Gomes (1957) descreveram na área do Rio Tocantins, ciclos constituídos da base para o topo por arenitos amarelados, siltitos, calcários oolíticos ou concrecionários e folhelhos

esverdeados, com restos vegetais e lentes de calcários, que atribuíram à Formação Pedra de Fogo. Os limites desta unidade foram mais bem definidos por Faria (1964), como sendo o topo do “Arenito Saraiva” (Formação Piauí) e base do “Membro Motuca” da Formação Pastos Bons, atualmente conhecidos por Formação Motuca.

Melo & Prade (1968), em trabalhos na região de Boa Esperança, limite entre os estados do Maranhão e Piauí, estabeleceram nova seção tipo para a unidade, incluindo na Formação Pedra de Fogo os pacotes de arenitos finos a médios imediatamente sotopostos a seção anteriormente definida por Plummer (1946), bem como o pacote de *chert* abaixo deste, constituindo assim, a camada mais basal da unidade (Figura 12).

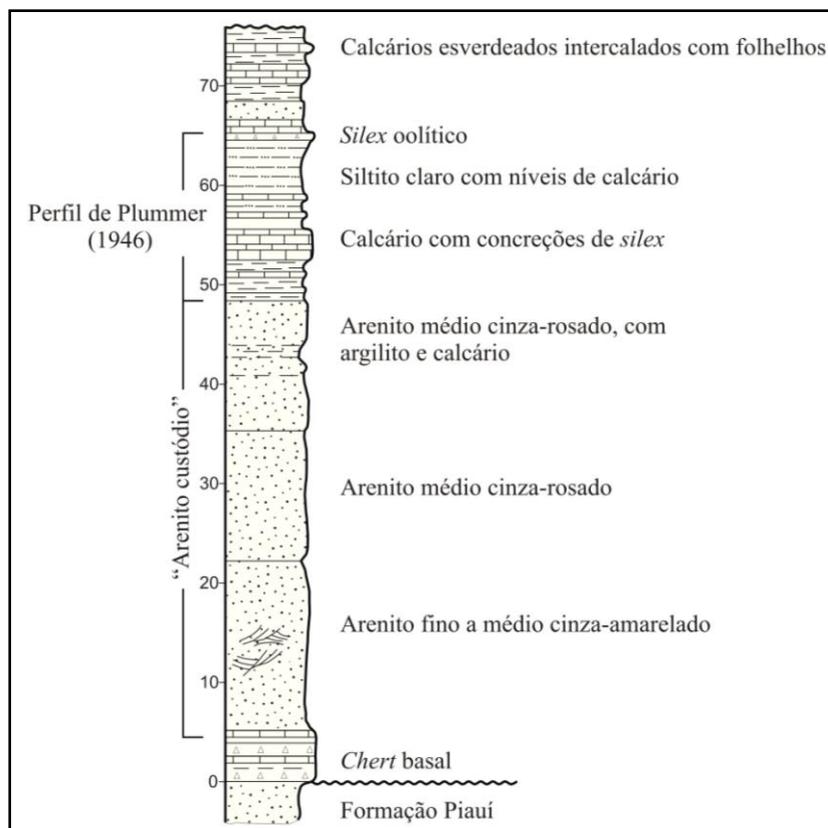


Figura 12. Perfil tipo da Formação Pedra de Fogo estabelecido por Melo & Prade (1968), na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí. Fonte: Modificado de Faria Jr. 1979.

Um dos trabalhos mais detalhados na Formação Pedra de Fogo foi feito por Faria Jr. (1979), que estudou os aspectos litológicos, texturais e mineralógicos da unidade, e concluiu que a mesma ocorre em superfície com espessura média de cerca de 100 m, podendo ser subdividida em três membros, denominados *Sílex* Basal, Médio e Superior ou “Trisidela”, os quais variam em espessura e litologia de acordo com a situação geográfica em que se encontram. O Membro *Sílex* Basal é constituído por siltitos e folhelhos intercalados por

bancos dolomíticos e concreções silicosas, e tem larga distribuição na bacia. O Membro Médio ocorre de forma expressiva na parte central da bacia, onde seus limites estratigráficos são melhor definidos. O arcabouço é formado da base para o topo por arenitos e/ou siltitos, às vezes carbonáticos, estendendo-se até as intercalações de folhelhos com *chert*. Podem ocorrer também horizontes silicificados com feições de algas estromatolíticas ou esteiras microbiais, sobrepostas a bancos carbonáticos com gretas de contração centimétricas, muitas vezes preenchidas por *chert* e calcita. O Membro Superior ou “Trisidela” ocorre principalmente na região central e oeste da bacia, é constituído por bancos dolomíticos, intercalados por siltitos e folhelhos carbonáticos. A base do Membro Superior é marcada por intercalações laminares de folhelhos cinza-esverdeados com níveis milimétricos e descontínuos de *chert*, nos quais ocorrem brechas intraformacionais. No topo ocorre abundante conteúdo de restos fósseis, níveis peletoidais e/ou silicificados, bem como madeiras silicificadas, geralmente pertencentes ao gênero *Psaronius*, frequentemente associadas aos siltitos e arenitos finos imediatamente sotopostos aos “*red beds*” da Formação Motuca.

5.1.1 Aspectos mineralógicos e petrográficos

A composição mineralógica e petrográfica da Formação Pedra de Fogo foi abordada com relativo grau de detalhe por Faria Jr (1979) e Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a), baseada em análises granulométricas e de seções delgadas, auxiliadas por difração de raios-X. Segundo estes autores, a esmectita é o argilomineral mais expressivo, seguido da illita, com maior abundância nas partes inalteradas ou pouco intemperizadas da unidade. Suas origens foram atribuídas às alterações de rochas cristalinas sujeitas às condições climáticas áridas e semi-áridas. Secundariamente ocorrem argilominerais interestratificados como illita-montmorilonita e clorita-montmorilonita, além de clorita e caulinita como produto de alteração recente ou sub-recente.

De acordo com Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a), na sucessão siliciclástica da Formação Pedra de Fogo, o quartzo é o mineral mais abundante, seguido por K-feldspato, oligoclásio e raramente muscovita.

A granada, turmalina, estauroлита e zircão são os minerais pesados mais frequentes, com raras ocorrências de rutilo, apatita e cianita, além de anatásio, barita e principalmente dolomita diagenética. Zircão, turmalina e rutilo são os mais abundantes nos arenitos friáveis. Os níveis carbonáticos são constituídos fundamentalmente por dolomita, com cerca de 90% do total, sendo relativamente muito comum sua ocorrência nos siltitos e folhelhos. A calcita

ocorre de forma subordinada, principalmente como cimento e/ou substituindo cristais romboédricos de dolomita nos arenitos, com sua origem atribuída ao intemperismo recente e/ou sub-recente (Faria Jr. 1979).

Oliveira (1982), estudando porções média e superior da Formação Pedra de Fogo, região de Carolina e Morro Pelado, estado do Maranhão, identificou predominância de illita e dolomita, subordinadamente esmectita, calcita, quartzo e K-feldspato.

A principal característica da Formação Pedra de Fogo é a intensa silicificação indicada pela abundância de camadas de *cherts* (*sílex*), que de tão expressivas, levaram Plummer (1946) a denominá-la informalmente de “Formação de *Sílex*”. Segundo Faria Jr (1979) o *chert* ocorre sob as mais variadas formas, desde horizontes estromatolíticos, inteiramente silicificados, identificados na parte central da bacia, até nódulos concrecionários milimétricos a centimétricos denominados informalmente de “bolachas”. Conforme Faria Jr (1979) e Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a), as maiores concentrações de *chert* ocorrem nos níveis inferior e superior, em associação direta com as rochas carbonáticas. Seus constituintes principais são calcedônia e sílica microcristalina, seguidos em menor proporção por quartzina. Suas origens são atribuídas por estes autores aos processos de silicificação iniciais e tardios, bem como processos inorgânicos de precipitação em ambientes restritos com intensa evaporação e pH elevado. Para os nódulos e concreções, os mesmos autores atribuíram origens diagenéticas, a partir da substituição dos carbonatos, deixando em aberto para trabalhos futuros a atribuição de uma possível origem vulcânica a essa intensa silicificação, haja vista as intensas atividades magmáticas ocorridas durante o Permiano.

5.1.2 Conteúdo paleontológico

A Formação Pedra de Fogo é bastante conhecida por seu conteúdo em troncos fósseis, principalmente do gênero *Psaronius*, sendo um dos primeiros registros de fóssil vegetal do Brasil a ser mencionado na literatura. Trata-se da espécie *Psaronius brasiliensis*, coletada no início do século IX e descrita por Brongniart em 1827 (Dolianiti 1948 *apud* Santos & Carvalho 2004). No entanto, outros gêneros foram encontrados com certa frequência nas décadas que se seguiram. São representantes de *Calamitáceas* (*Arthropitys cacundensis*) e formas aproximadas de *Cordaitales* (*Carolinapitys maranhensis*), raízes de *Amielon bieloi*, dentre outros, sempre associados ao chamado “arenito Cacunda”, nas proximidades de Carolina-MA (Coimbra & Mussa 1984). Também são descritas *Calamitáceas* (*Cyclomedulloxylon parnaibense*) e *Cycadoxyleae* (*Cycadoxylon fremji*), além de referências

a *Pteridófitas* e *Pteridospermas* (*Araguainorachis simplíssima*), associadas a folhelhos lagunares (Mussa & Coimbra 1987).

Na borda leste da Bacia do Parnaíba, mas precisamente às margens do rio Poti, cidade de Teresina-PI, Caldas *et al.* (1989) registraram uma floresta petrificada, na qual descrevem inúmeros troncos, alguns ainda “*in situ*“, como o *Pteridospermophyta*, *Teresinoxylon* e *Eusebioi*, descritos pelos autores como “um novo gênero”. Trabalhos recentes realizados na região do município de Filadélfia e localidades próximas, dentro do Estado do Tocantins, descrevem espécies de *Tietea singularis* e *Psaronius brasiliensis*, ambas pertencentes à família das *Psaroniaceae* (Martins 2000), além de novas espécies de samambaias como a *Grammatopteris freitasii* nov. sp. (Röbller & Galtier 2002a), *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. (Röbller & Galtier 2002b) e *Botryopteris nollii* sp. nov. (Röbller & Galtier 2003).

Além da flora, o conteúdo faunístico da Formação Pedra de Fogo também apresenta uma variedade de espécies descritas na literatura, principalmente restos de peixes e anfíbios, com fragmentos de *Ctenacanthus*, *Xenacanthus*, *Holocefalídeos* (Cox & Hutchinson 1991), espinhos de “*Ctenacanthus*” sp., dentes de *Xenacanthus* sp., *Itapyrodus punctatus*, dentes e espinhos de “*Xenacanthus*” *Albuquerquei*, “*Ctenacanthus*” *Maranhensis* e *Anisopleurodontis pricei* (Santos 1989a, 1989b, 1990, 1994), além de restos de *Celacantídeos*, *Dipnóicos* e *Paleonisciformes* (Cox & Hutchinson 1991) que contribuem para o estabelecimento de idade permiana para a unidade.

5.1.3 Idades e ambiente deposicional

A complexidade temporal e deposicional da Formação Pedra de Fogo é evidente quando se busca na literatura especializada trabalhos sobre o assunto. A tabela 1 reúne as principais referências que direta ou indiretamente abordam estas temáticas.

Tabela 1. Sumário dos trabalhos realizados na Formação Pedra de Fogo.

Fósseis e dados químicos	Ambientes Depositionais	Áreas	Idades	Temáticas	Referências
Anfíbios labirintodontes (<i>Prionosuchus</i>)					Price (1948)
<i>Dernbachia brasiliensis</i> gen. nov. et sp. nov e <i>Grammatopteris freitasii</i>		região de Filadélfia-TO	Eo-Permiano		Rößler & Galtier (2002a,b)
<i>Teresinonoxylon euzebioi</i> Mussa		região de Teresina-PI, nas margens do rio Poti,	Meso-Permiano		Caldas <i>et al.</i> (1989)
<i>Psaronius brasiliensis</i> e <i>Tietea singularis</i>		região de Bielândia-TO	Neo-Permiano	Bioestratigráfico	Martins (2000)
	Nerítico raso a litorâneo com planícies de <i>sabkhat</i> , sob eventuais influências de tempestades	Regional	Eo a Neo-Permiano		Góes & Feijó (1994)
<i>Calamites</i>	Transicional/fluvio-deltaico a marinho raso	região de Carolina-MA, Regional	Meso-Carbonífero a Eo-Permiano Eo a Meso-Permiano		Coimbra & Mussa (1984) Lima & Leite (1978)
Palinozona <i>Tornopollenites toreutos</i>	Marinho raso a costeiro, sob condições áridas a semi-áridas quentes	regiões de Carolina/ Mangabeiras-MA	Neo-Permiano*	Palinológico	Dino <i>et al.</i> (2002)
	Deltáico	Regional		Paleontológico	Barbosa & Gomes (1957)
	Marinho a continental	região de Balsas-MA		Litológico	Moore (1964) Cunha (1964) Aguiar (1964)
B-V, Ga-B, B-K ₂ O, B-Ga-B e teor de B	Continental com eventuais invasões marinha	região de Carolina- MA/Filadélfia-TO		Geoquímico	Oliveira (1982)
	Marinho a continental lacustre	Regional		Litológico Litológico/faunís- tico	Ojeda & Perillo (1967) Oliveira (1961)
	Marinho costeiro	região de Riachão-MA		Litológico	Ojeda & Bembom (1966)
Estromatólitos	Marinho raso a restrito, tipo epicontinental, variando de transicional, deltáico a nerítico	Toda extensão da Fm. Pedra de Fogo	Permiano	Sedimentológico /petrográfico	Faria Jr. (1979); Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a,b)

* Apenas a parte superior da Formação Pedra de Fogo

Price (1948) baseado na presença de anfíbios labirintodontes (*Prionosuchus*) atribuiu idade eopermiana à Formação Pedra de Fogo, enquanto Lima & Leite (1978), baseados em identificações palinológicas, determinaram idades eo a mesopermiana. Preservações anatômicas de alguns lenhos fósseis descritos na região de Carolina-MA, principalmente o gênero *Calamites*, associados a províncias tafloflóricas da América do Norte e Europa, levaram Coimbra & Mussa (1984) a sugerirem idades entre o Carbonífero Médio e Permiano Inferior. Posteriormente, Caldas *et al.* (1989) descreveram espécies e gêneros de troncos fósseis encontrados próximo a Teresina-PI, nas margens do rio Poti, dentre os quais, a espécie *Teresinonoxylon euzebioi* Mussa, que apresenta grande afinidade com espécies mesopermianas. Góes & Feijó (1994), através de métodos bioestratigráficos, atribuíram idades eo a neopermiana. Recentemente, Dino *et al.* (2002) identificaram grande similaridades entre as associações palinológicas do Membro Superior “Trisidela” da Formação Pedra de Fogo, com a palinozona *Tornopollenites toreutos*, descrita por Playford & Dino (2000) na Bacia do Amazonas, o que levou Dino *et al.* (2002) a inferir idades neopermianas para o topo desta unidade, além de correlacioná-la à parte superior da Formação Andirá – Permiano da Bacia do Amazonas (Playford & Dino 2000).

O ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, de forma geral, foi sugerido por diversos trabalhos de cunho paleontológico, sedimentológico e estratigráfico como transicional/flúvio-deltaico a marinho raso (Barbosa & Gomes 1957; Oliveira 1961; Moore 1964; Aguiar 1964; Cunha 1964; Northfleet 1965; Ojeda & Bembom 1966; Ojeda & Perillo 1967; Lima & Leite 1978; Faria Jr. 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a,b; Coimbra & Mussa 1984; Caldas *et al.* 1989, dentre outros). Para Góes & Feijó (1994) a deposição desta unidade se deu em ambiente nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob eventuais influências de tempestades. Recentemente, Dino *et al.* (2000) baseados em dados lito-palinológicos, descreveram a presença de *Psaronius*, abundância de palinomorfos continentais e escassez de microplânctons marinhos, e atribuíram para a Formação Pedra de Fogo ambientes do tipo marinho raso a costeiro, sob condições áridas a semi-áridas quentes. Para Faria Jr. (1979), a Formação Pedra de Fogo foi depositada em ambiente marinho raso a restrito, tipo epicontinental, variando de transicional, deltáico a nerítico. Segundo este autor, as variações no ambiente deposicional desta unidade foram ocasionadas pelas oscilações periódicas do nível do mar na Bacia do Parnaíba durante o Permiano, sendo também a principal causa de sua sedimentação cíclica. Além disso, segundo Faria Jr. & Truckenbrodt (1980b), a presença de estromatólitos seria um excelente indício para confirmação destas condições paleoambientais.

5.2 ANÁLISE DE FÁCIES DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

5.2.1 Introdução

A sucessão estudada da Formação Pedra de Fogo, no município de Filadélfia, Estado do Tocantins, apresenta espessura aflorante de 5 a 20 m, em cortes de estradas e afloramentos naturais (Figura 1). A espessura total estudada foi estimada em 100 m, obtida da diferença de cota dos perfis estudados, e até seu contato superior com a Formação Motuca (Figura 13). A sucessão torna-se mais espessa em direção à borda oeste da Bacia do Parnaíba, e as camadas predominantemente tabulares apresentam um suave mergulho de até 3° para leste, em direção ao Rio Tocantins (Figuras 1 e 14). Em geral as fácies são predominantemente pelíticas de coloração roxa, vermelha e, às vezes, verde, geralmente denunciando a presença de óxidos e hidróxidos de ferro. Colorações cinza claro, creme esbranquiçado e alaranjado, são comuns às fácies mais intemperizadas (Figuras 14 e 15). Os pelitos estão associados a raras rochas carbonáticas e abundantes camadas de *chert* (Figura 14). Os arenitos são predominantemente finos, e formam com os pelitos ciclos granocrescentes e granodecrescentes ascendentes (Figura 14). Os arenitos de granulometria média são restritos aos estratos eólicos, encontrados na parte central da área estudada (Figuras 13 e 14). Conglomerados e arenitos grossos são raros, geralmente relacionados aos *lags* de base de canal ou depósitos interpretados como lençol de areia. A estrutura predominante na sucessão é a laminação plano-paralela, enquanto a estratificação cruzada ocorre em diversas tipologias (acanalada, tangencial, sigmoidal e subordinadamente tipo *swaley*), sendo comum o acamamento maciço e estruturas de ressecamento (Figura 14). Fragmentos de troncos silicificados de várias formas e tamanhos até vários decímetros, geralmente são mais frequentes na porção superior da sucessão estudada (Figuras 13 e 14). Colúvios argilo-arenosos com abundantes fragmentos de troncos fósseis ocorrem por toda a região de Filadélfia (Figura 15)

A análise de fácies da sucessão estudada, predominantemente siliciclástica, permitiu a individualização de 25 litofácies agrupadas em seis associações de fácies (AF), representativas de um sistema lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros ligados a campo de dunas e *sabkha* continental (Figuras 13 e 14; tabela 2). Na caracterização das fácies foram usadas letras maiúsculas para indicar os litotipos e letras minúsculas para designar a estrutura predominante (cf. Miall 1977). A caracterização textural e mineralógica das associações de fácies mostrada no capítulo 6 subsidiaram as inferências paleoambientais e paleoclimáticas.

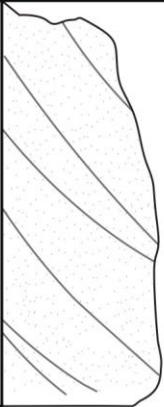
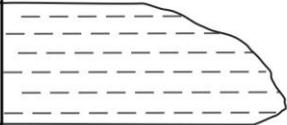
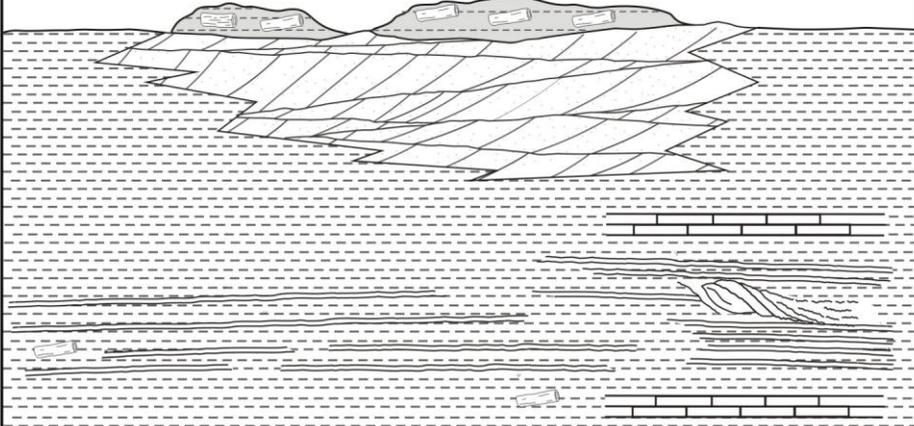
IDADE	FORMAÇÃO	LITOESTRATIGRAFIA	LITOLOGIA/ ESTRUTURAS	PALEOMBIENTE
		WNW Araguaina-TO	ESE Filadélfia-TO	
TRIÁSSICO	Sambaíba (440 m)		Arenito fino a médio com estratificação cruzada de grande porte. Arenitos com estratificação plano-paralela.	DESÉRTICO
PERMIANO	Motuca (280 m)		Pelito arenoso avermelhado maciço. Camadas métricas de evaporitos.	LACUSTRE/ <i>SABKHA</i>
	Pedra de Fogo (100 m)		Pelito cinza com fragmentos de troncos fossilizados.	LACUSTRE/OÁSIS (AF6)
			Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial	CAMPO DE DUNAS (AF5)
			Pelito cinza laminado, com níveis de <i>chert</i> , intercalado a arenito fino a médio com laminações onduladas a cruzadas, e eventuais lobos sigmoidais, gretas, troncos silicificados e pseudonódulos de evaporitos.	LACUSTRE/ <i>SABKHA</i> (AF1, AF2, AF3 e AF4)

Figura 13. Coluna litoestratigráfica da região de Filadélfia, com descrição das principais litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fóssilífero e ambientes deposicionais. Algumas convenções de estruturas sedimentares no diagrama foram exageradas para melhorar a representação das associações.

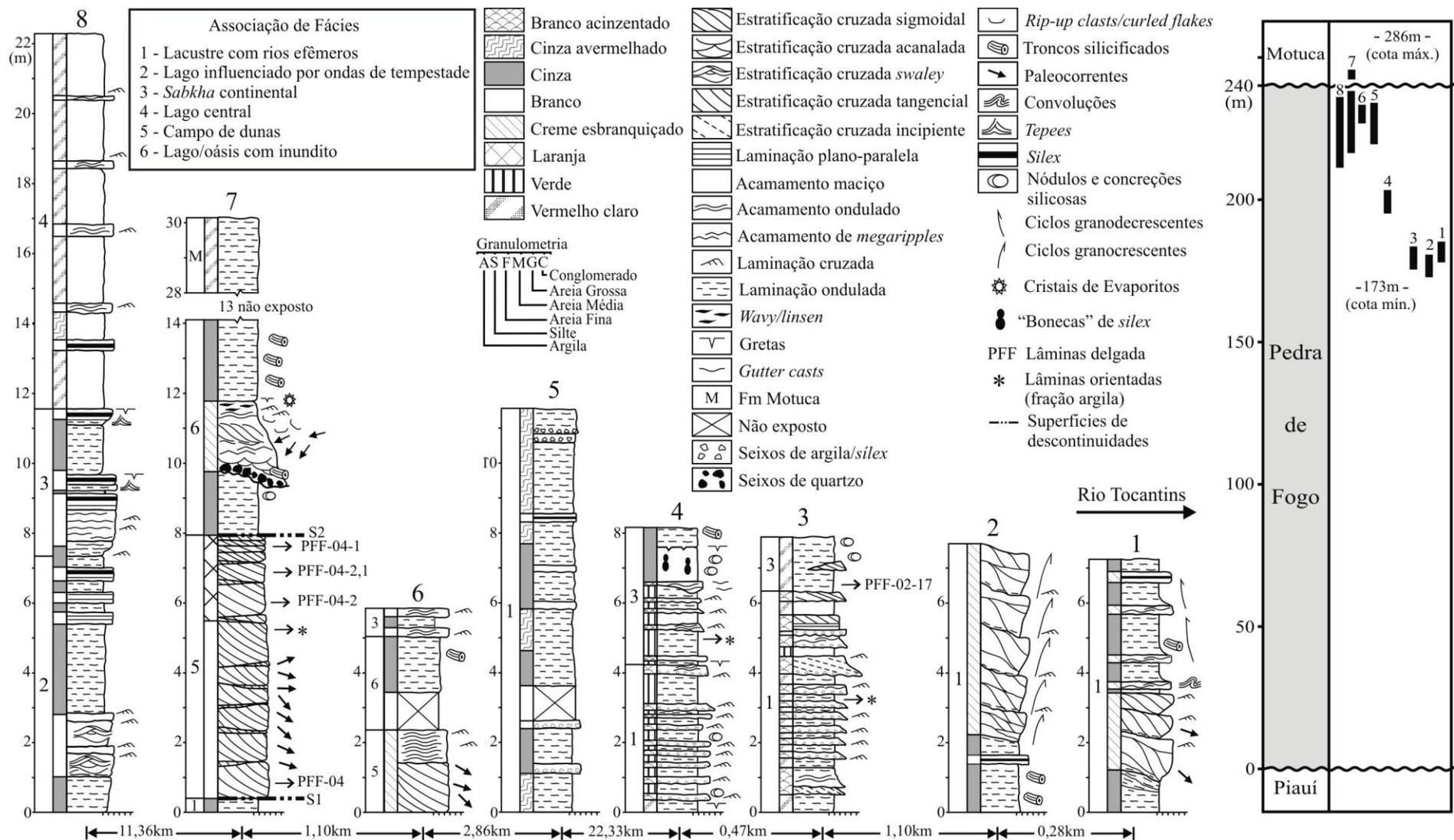


Figura 14. Perfis estratigráficos confeccionados na região de Filadélfica-TO, ao longo da TO-222. O quadro à direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis na parte superior da Formação Pedra de Fogo, plotados de acordo com as cotas em que se encontram. A espessura total da Formação Pedra de Fogo foi retirada de Vaz *et al.* (2007). A localização dos perfis é mostrada na figura 1.



Figura 15. Troncos silicificados da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia (TO). A) Morfologia da área com colinas amplas e vales pouco profundos. Observar fragmentos de madeira silicificada dispersos caoticamente sobre a superfície (setas). B, C, D e E) Fragmentos encontrados em colúvios areno-argilosos na base desses pequenos vales. F) Fóssil interpretado como semente silicificada.

Tabela 2. Fácies e associação de fácies da Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO. Algumas fácies são recorrentes em diferentes associações, sendo descritas e interpretadas somente uma vez na tabela.

Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies	
Pelito laminado com troncos (Plt)	Camadas decimétricas a métricas, tabulares e lateralmente contínuas de pelito laminado cinza-esbranquiçado, com troncos silicificados, dispostos horizontalmente ao acamamento. Camadas centimétricas tabulares de arenitos finos intercalam-se com os pelitos.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. Processo de silicificação na sindeposicional a eodiagenética da madeira.	Lacustre	Lacustre com rios efêmeros (AF1)
Pelito laminado a maciço (Plm)	Camadas decimétricas a métricas, tabulares e lateralmente contínuas de pelito laminado a maciço.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia.		
Pelito com laminação plano-paralela ondulada a (Ppo)	Camadas tabulares de pelito cinza-esbranquiçado, decimétricas a métricas, com grande extensão lateral, e laminação ondulada que lateralmente passa para plano-paralela.	Alternância entre processos de tração e suspensão, e migração de marcas onduladas.		
<i>Chert</i> (Ch)	Camadas tabulares, decimétricas a métricas e lateralmente contínuas de <i>chert</i> com concreções e feições de prosidade tipo <i>vug</i> .	Formação de carbonatos, posteriormente substituídos por sílica.	Correntes de turbidez	
Arenito com laminação cruzada incipiente (Aci)	Camadas tabulares centimétricas a decimétricas de arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados com grãos subarredondados expressando laminação cruzada incipiente. A base das camadas é marcada por <i>lags</i> com fragmentos de <i>chert</i>	Migração de formas de leito em regime de fluxo inferior sob ação de correntes desconfiadas em leito plano.		
Arenito maciço (Am)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de arenitos muito finos, com acamamento maciço.	Rápida deposição por fluxos densos, associada com processo de liquefação.		
Conglomerado maciço (Cm)	Camadas tabulares centimétricas de conglomerado intraformacional, maciço, com clastos de argilito, subangulosos a subarredondados dispersos em matriz areno-argilosa	Deposição a partir de correntes trativas unidirecionais em canais desconfiados/espraiados.	Lobos em suspensão	
Pelito/arenito com laminação convoluta (P/Ac)	Camadas tabulares centimétricas a decimétricas, lateralmente contínuas de arenito fino com laminações convolutas.	Deposição por fluxos densos unidirecionais. Ajustamento plástico entre litologias saturadas em água.		
Ar. mac. (Am)	Descrita			
Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Arenitos finos a médios, cor creme esbranquiçado com lobos sigmoidais com <i>sets</i> de até 1,5m de espessura e migração preferencial para SE. Ocorrem superfícies de reativação e <i>foresets</i> recobertos por pelito laminado e acamamentos maciços. Lateralmente os <i>foresets</i> tendem a se horizontalizar com laminações planas a onduladas e laminação cruzada cavalgante supercrítica no <i>toe set</i> . Formam ciclos granocrescentes ascendentes com as fácies pelíticas. Presença de acamamento maciço.	Migração de macro-formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Acamamento maciço relacionado à rápida sedimentação e processo de liquefação. Migração de marcas onduladas.		
Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante (Pcc)	Camadas centimétricas de pelito e arenito fino cinza-avermelhado, lateralmente contínuas, com laminação cruzada cavalgante subcrítica e gretas de contração.	Deposição a partir de suspensão alternando com correntes trativas e migração de marcas onduladas. Exposição subaérea esporádica.		

Pelito laminado (PI)	Descrita na AF1		Lago influenciado por ondas de tempestade (AF2)
Arenito fino com estratificação (cruzada <i>swaley</i> (Asw))	Camadas tabulares com até 0,6m de espessura de arenito fino a médio, coloração creme-esbranquiçada, por vezes síltico, com grãos angulosos a subanguloso com estratificação cruzada <i>swaley</i> , de até 1m de comprimento e 20 cm de altura.	Deposição por fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado ao declínio de tempestades.	
Arenito fino com laminação plano-paralela/cruzada de baixo ângulo (Alp)	Camadas tabulares decimétricas de arenito fino creme-esbranquiçado com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat bed</i>).	
Pelito laminado com concreções silicosas (PIs)	Pelito cinza-avermelhado contendo abundantes concreções silicosas (“bolachas de <i>chert</i> ”). Lâminas crenuladas de <i>chert</i> e nódulos silicificados também ocorrem associados ao topo dos arenitos; as lamina são interpretadas como estromatólitos silicificados. Nódulos de sílica com formato tipo “pipoca” são interpretados como evaporitos substituídos	Deposição a partir de suspensão em águas rasas e quentes. Produção de esteiras microbiais. Substituição dos carbonatos e evaporitos por sílica.	Sabkha continental (AF3)
Arenito com <i>gutter casts</i> (Ag)	Camadas centimétricas a decimétricas tabulares de arenitos finos, lateralmente contínuas exibindo na base escavações (<i>gutter casts</i>) de até 1m de largura e 50cm de profundidade.	Deposição por correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior; erosão basal por fluxo unidirecional potente com erosão seguido por deposição.	
Pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc)	Pelito silicificado com laminações crenuladas milimétricas, escuro e abundantes nódulos e pseudonódulos silicificados, no topo dos arenitos, interpretadas como estromatólitos. Finas intercalações no topo de pelitos e <i>silex</i> com gretas de contração e <i>tepees</i> .	Deposição a partir de suspensão, com produção de esteiras microbianas em águas rasas e calmas. Silicificação e exposição subaérea.	
Pelito laminado a maciço (Plm)	Descrita na AF1		Lago central (AF4)
Arenito com laminação ondulada a maciço (Aom)	Camadas centimétricas de arenito fino, síltico, com laminação ondulada a maciço, com cimento carbonático e eventuais níveis de <i>silex</i> .	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia, com esporádicas correntes unidirecionais. Acamamento maciço relacionado à liquefação (?), silicificação local.	
Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)	Arenitos finos a médios, brancos com grãos bem selecionados e bem arredondados, e alta esfericidade. Ocorrem em camadas tabulares organizadas em <i>sets</i> de estratificação cruzada 2D de pequeno a médio porte, base dos <i>foresets</i> tangencial com migração para E-SE, e inclinação de até 32°. Superfícies de reativação; arenito com laminação cavalgante transladante subcrítica e gradação inversa.	Migração de dunas eólicas 2D de pequeno a médio porte e de “ <i>wind ripples</i> ”.	Campo de dunas (AF5)

Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante (Alt)	Camadas tabulares de arenitos finos, com grãos bem selecionados e bem arredondados, creme-esbranquiçado com laminação cavalgante transladante subcrítica.	Saltação e arraste de grãos sob condições subaéreas, formando “lâminas” quase-paralelas ou de ângulo baixo.	continuação (AF5)
Pelito com laminação plana a ondulada com troncos (Ppo)	Descrita na AF1, porém, nessa associação ocorrem abundantes fragmentos de troncos silicificados (até 50cm de diâmetro por 1,5m de comprimento).	Alternância entre processos de tração e suspensão, e migração de marcas onduladas.	
Pelito com wavy/linsen (Pwl)	Alternância milimétrica entre arenitos finos e pelitos, creme-esbranquiçados a amarelo-claros, com esporádicas laminações cruzadas a onduladas. Presença de “ <i>curled flakes</i> ”, “ <i>ripples clasts</i> ” e gretas de contração.	Alternância de tração e suspensão relacionada a processos subaquáticos. Posterior exposição subaérea e em parte erosão.	
Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Pcc)	Descrita na AF1		
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	Arenitos finos a médios esbranquiçados. <i>Mud drapes</i> descontínuos recobrem os <i>foresets</i> sigmoidais. Lateralmente o <i>toe set</i> exhibe laminações cruzadas cavalgante supercrítica, com clastos tabulares	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração. Deposição por tração e suspensão com migração de marcas onduladas e retrabalhamento de <i>mud drapes</i>	
Arenito com megaripples (Amr)	Camadas centimétricas, lateralmente restritas, formadas por arenitos finos a médios, creme-esbranquiçados dispostos na forma de <i>megaripples</i> recobertas por <i>mud drapes</i> descontínuos.	Migração de dunas subaquosas relacionadas a correntes unidirecionais sob regime de fluxo inferior. Deposição por suspensão.	
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenitos médios a grossos, arranjados em <i>sets</i> de estratificação cruzada acanalada com até 0,7 m de espessura. Na base das escavações ocorrem fragmentos de troncos silicificados de até 0,3m de diâmetro.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.	
Conglomerado extraformacional maciço (Cm)	Camada centimétrica de ortoconglomerado polímitico, com seixos subangulosos a subarredondados com até 10 cm de diâmetro.	Depósitos em eixo de canal (<i>lags</i>) a partir de correntes unidirecionais de alta energia.	

5.2.2 Associação de Fácies 1 (AF1) – Lacustre com rios efêmeros

A Associação AF1 consiste das fácies pelito laminado com troncos (Plt), pelito laminado a maciço (Plm), pelito com laminação plano-paralela a ondulada (Ppo), *chert* (Ch), pelito/arenito com laminação convoluta (P/Ac), arenito maciço (Am1), arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (As), pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante (Pcc), arenito com laminação cruzada incipiente (Aci) e conglomerado maciço (Cm). Esta associação abrange uma sucessão de até 20 m de espessura com ciclos granocrescentes ascendentes formados por camadas de pelitos cinzas a cinza-avermelhados, recobertos por camadas tabulares de arenitos finos laminados e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou sigmoidal (Figuras 14, 16 e 17). Esta associação está exposta ao longo da TO-222 e estradas vicinais da região estudada, sendo subdividida em três conjuntos de fácies I, II e III:

O conjunto I consiste em camadas tabulares de pelitos cinza, a cinza-avermelhados de 0,2 a 2 m de espessura, com laminações plano-paralelas a onduladas (Ppo), eventualmente maciças (Plm), extensas lateralmente por dezenas de quilômetros, com níveis silicificados (Ch). Raros fragmentos de troncos silicificados ocorrem nos pelitos (Plt), geralmente em posição horizontal em relação ao acamamento (Figura 18A e B). Este conjunto foi gerado por sedimentação contínua, com predomínio de decantação em ambiente lacustre de baixa energia, similares aos descritos por Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994), Gierlowski-Kordesch & Kelts (2000) e Renaut & Gierlowski-Kordesch (2010).

O conjunto II é formado por camadas tabulares de arenito médio a grosso, por vezes fino a siltico, centimétricas a decimétricas com até 20 cm de espessura, extensas lateralmente por dezenas de metros (Figura 16). Os arenitos são mal selecionados, angulosos a subarredondados, frequentemente silicificados, ou com cimento carbonático, exibindo laminações cruzadas incipientes (Aci), acamamento maciço (Am1), e formam com os pelitos laminados lacustres do conjunto I, ciclos granodecrescentes ascendentes (Figuras 14 e 18). Todas as camadas são tabulares com base plana, eventualmente marcada por *lags* de grânulos e seixos de quartzo, *chert* e argilito com até 3 cm de diâmetro (Cm). A geometria e textura deste conjunto sugerem sedimentação episódica em eventos de inundações relâmpagos (*flash floods*) que desenvolvem correntes de turbidez de fluxos hiper-concentrados (hiperpicnal), não canalizados, que sofrem expansão ao adentrarem nos domínios lacustres liberando sua carga sedimentar nas partes mais distais dos lagos (Nichols 2009; Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010).

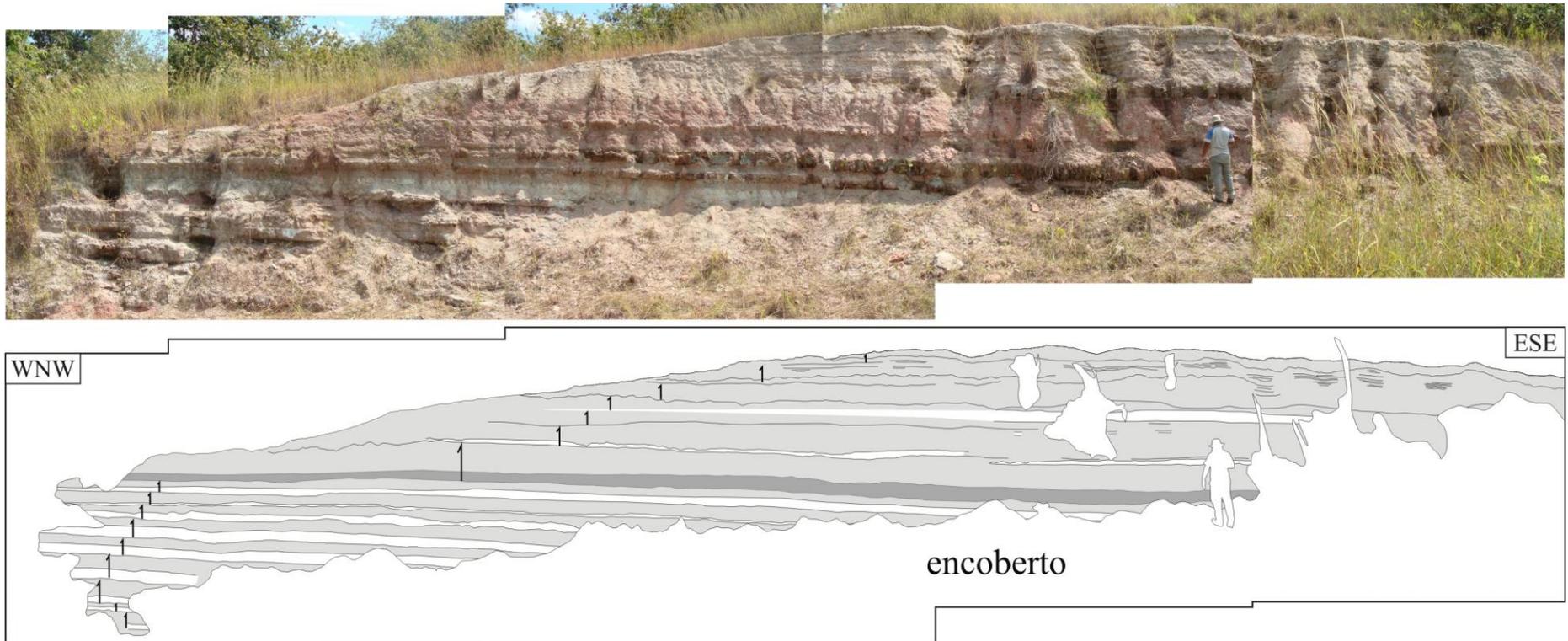


Figura 16. Seção panorâmica da Associação AF1 mostrando a geometria tabular das camadas de arenito fino intercaladas às do pelito, formando ciclos granodecrescentes ascendentes (setas).

O conjunto III compõe uma sucessão de arenitos finos a médios, creme-esbranquiçados, com grãos mal selecionados, maciços (Am) e deformados (P/Ac), com estratificação cruzada de baixo ângulo ou sigmoidal (As) (Figura 17A). Os *foresets* dos lobos sigmoidais mergulham para NE e SE, e ocorrem no topo de ciclos granocrescente ascendente. Arenitos finos com laminações onduladas a plano-paralelas são recobertos por laminas de pelito (Figura 14, 17C, D e E). Lateralmente, o ângulo de inclinação dos *foresets* tende a diminuir ou suavizar, tornando-se sub-horizontal, com laminações planas a onduladas, além de laminação cruzada cavalgante supercrítica no *toe set*. Este conjunto é interpretado como lobos de suspensão relacionados a barras de desembocadura proximais (Saéz *et al.* 2007). A geometria sigmoidal indica rápida desaceleração do influxo sedimentar homopical ao adentrar meio lacustre de baixa energia, provavelmente com lâmina d'água pouco espessa, gerando progradação de lobos de suspensão nas partes proximais (margens) da bacia lacustre (Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). Esse processo é semelhante aos observados na formação de deltas dominados por rios (cf. Nichols 2009).

A Associação AF1 reflete deposição por suspensão em ambiente lacustre de baixa energia extenso e pouco profundo, com influxos esporádicos de correntes de turbidez e lobos em suspensão, ambos associados a sistemas fluviais efêmeros gerados por eventos de *flash flood* (Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). Como lagos são sistemas dinâmicos, respondem às variações ambientais, climáticas e tectônicas em um processo contínuo, bem como registram mudanças locais e/ou regionais de alta resolução (Gierlowski-Kordesch & Kelts 2000). Os lagos da Formação Pedra de Fogo podem ser considerados excelentes para registrar estes eventos, haja visto que foram desenvolvidos em regiões potencialmente submetidas às oscilações climáticas quente-áridas, dentro de um regime global do final do Permiano com crescente aumento da aridez (Scotese *et al.* 1999; Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003). Estes sistemas lacustres receptores, provavelmente passaram por oscilações na espessura da lâmina d'água, com redução do espaço de acomodação, relacionadas às variações do nível freático, resultante da oscilação no escoamento das águas superficiais (*runnof*). Este escoamento era induzido por variações na taxa pluviométrica com tendência gradual à diminuição dos influxos sedimentares para este sistema, influenciando significativamente na geometria deposicional dos depósitos de *flash flood* (Figuras 16 e 17). Estas oscilações estão registradas na Associação AF1, e consistem na formação de ciclos de sedimentação sob condições mais secas para o topo (*drying upward cycles*) (Howell & Mountney 1997; Carroll & Bohacs 1999).

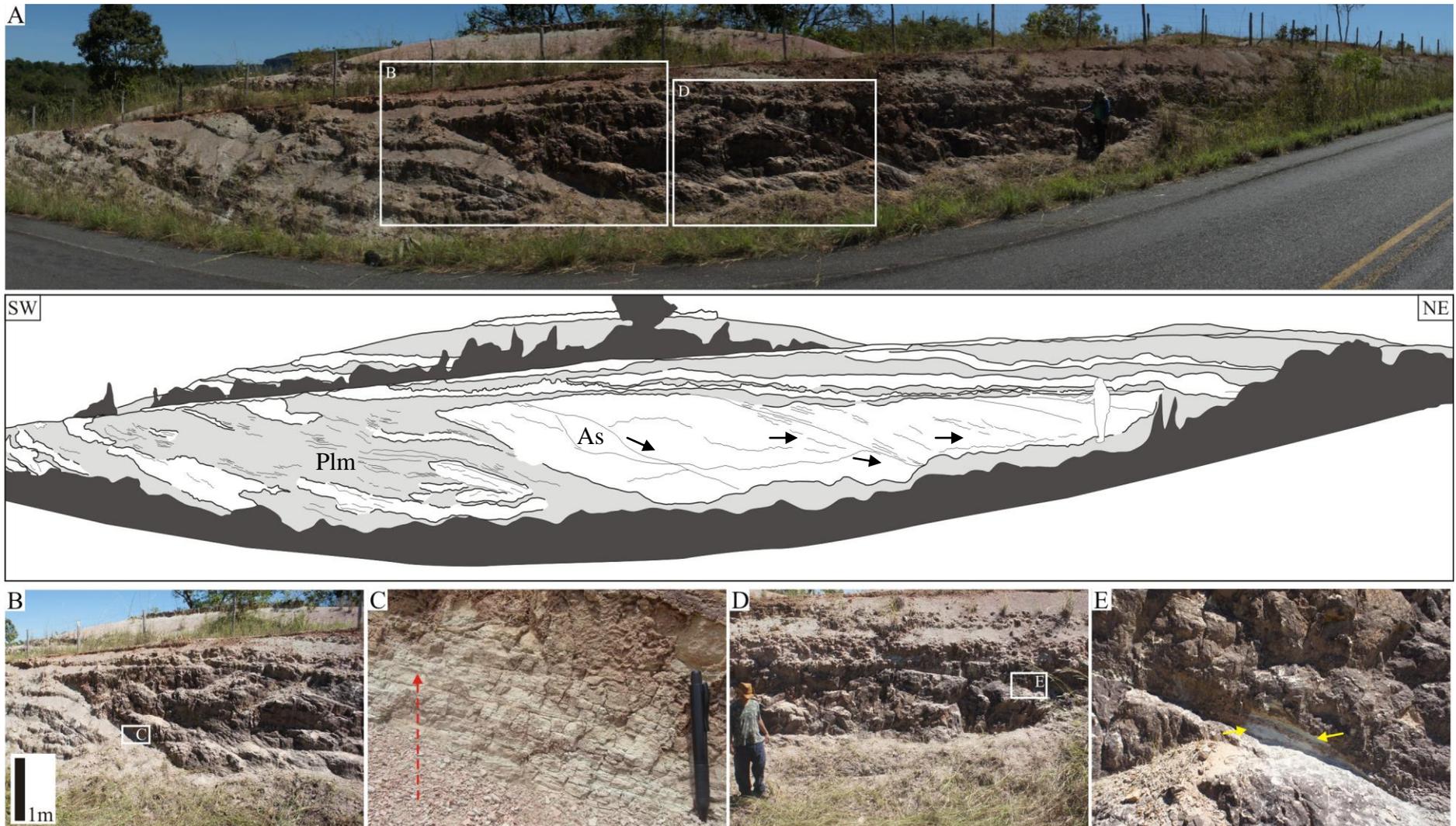


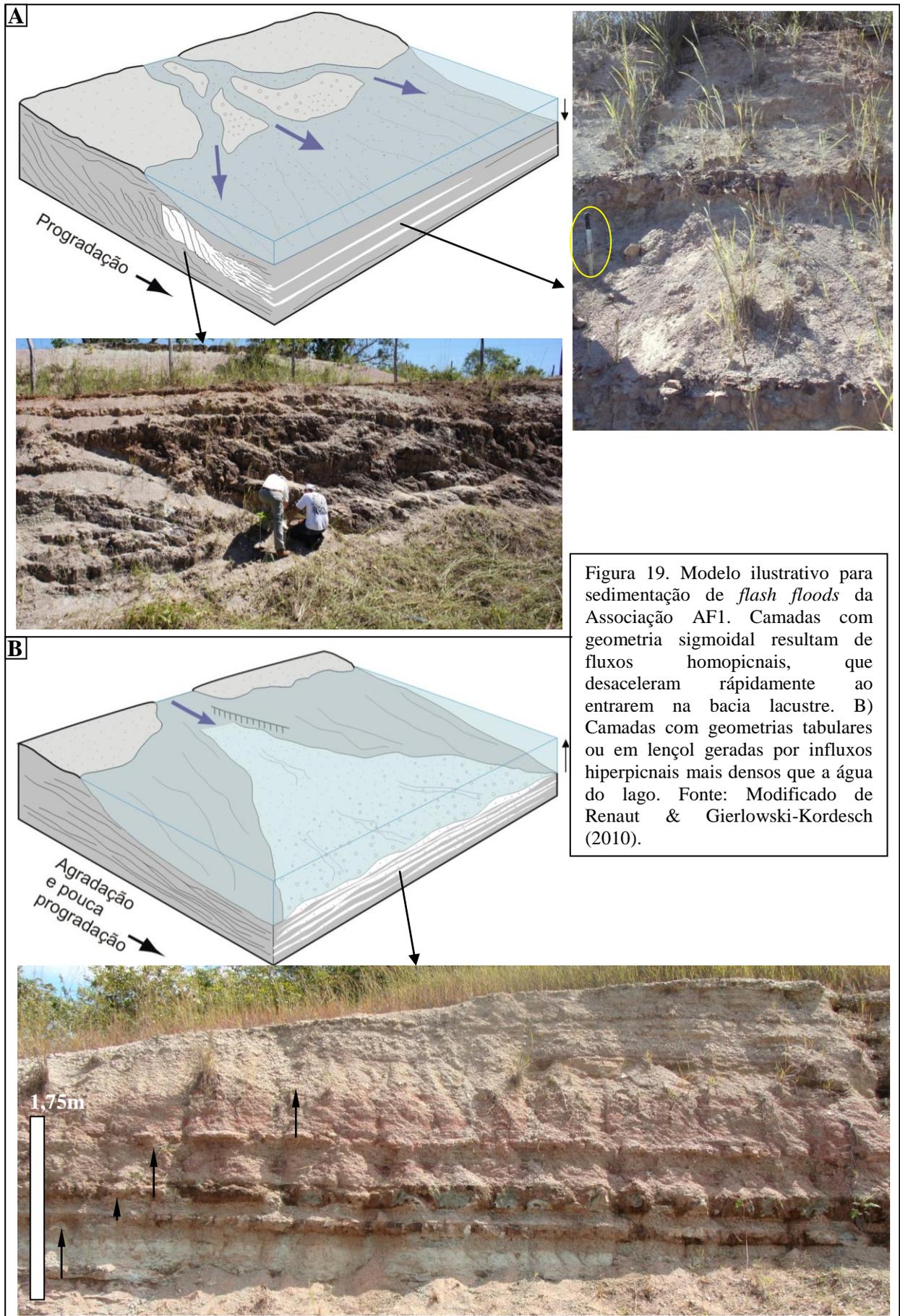
Figura 17. A) Lobos sigmoidais de arenito da fácies As e fácies pelito laminado Plm. B) Detalhe da parte proximal do lobo sigmoidal com *foresets* mergulhando em alto ângulo. C) Detalhe do contato gradacional entre as fácies As e Pl. D) Detalhe do *toe set* da macroforma com tendência a horizontalização dos *foresets*. E) Laminas de pelito nos *foresets* da estratificação cruzada sigmoidal.

As camadas de arenito síltico com geometria tabulares do conjunto II representam as porções distais de sistemas alimentadores não canalizados com correntes de turbidez, resultantes de cheias esporádicas gerando fluxos hiperpicnais (*underflows*). Estes fluxos ao atingirem o leito plano dessas bacias receptoras (lagos), em períodos mais cheios, com maior espaço de acomodação, desenvolveriam extenso espraiamento (*sheetflow*) gerando sucessões de camadas com geometria tabulares em lençol (*flat bed*) que eram posteriormente recobertas por delgadas acumulações de pelitos, depositados por suspensão num padrão agradacional durante o declínio do evento (Figura 19B) (Horton e Schmitt 1996; Nichols 2009; Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). Camadas tabulares internas com aumento e diminuição do tamanho de grãos na mesma camada, são indicativos de variação interna na velocidade da corrente durante os influxos, enquanto níveis com segregação de grãos mais grossos destacados em meio aos sedimentos mais finos representam os fluxos mais energéticos durante as enxurradas (Figuras 18D e E) (D'Ávila *et al.* 2008). Durante o escoamento desses rios efêmeros, fragmentos de troncos expostos nas margens podiam ser arrastados e transportados para o interior desses lagos, sendo posteriormente recobertos por depósitos de suspensão (Figura 18A e B).

Em períodos mais secos, com lâmina d'água menos espessa, e conseqüente redução de espaço de acomodação, areias transportadas por enxurradas formavam lobos em suspensão. Estes lobos seriam produtos de fluxos homopícnais que ao adentrarem essas bacias receptoras, dominadas por processos de suspensão, eram rapidamente desacelerados gerando a geometria sigmoidal com padrão prográdante (Figura 19A). A porção distal destes depósitos é representada por delgadas camadas tabulares de arenito intercaladas por espessas camadas de pelito que decantavam continuamente quando a energia do evento cessava.



Figura 18. Principais feições sedimentares da Associação AF1. A) Camadas tabulares de espessura centimétrica de arenito fino intercaladas a pacotes decimétricos de pelito cinza laminado com tronco silificado (Plt). B) Detalhe do tronco silificado imerso no pelito. C) Camada tabular de arenito maciço (Am). D) *Lag* intraformacional (Cm) encaixado em pelito laminado a maciço (Plm). E) Camada de arenito fino a siltico, com clastos de argila e *chert* dispersos caoticamente (Cm). F) Detalhe do pelito laminado a maciço.



5.2.3 Associação de Fácies 2 (AF2) – Lago influenciado por ondas de tempestade

A Associação AF2 constitui a parte média a superior da seção estudada e aflora de forma restrita na base de morros com até 25 m de altura, próximos ao município de Araguaina (Figura 1 e 14). Esta associação forma uma sucessão de até 10 m de espessura, engloba as fácies de pelito cinza laminado (Pl), arenito fino com estratificação cruzada *swaley* (Asw) e arenito fino com laminação plano-paralela (Alp), dispostas entre camadas tabulares com até 1,5 m de espessura (Figura 20). Representa a região *offshore* de um lago onde predominava deposição a partir de suspensão (Pl), que eventualmente era interrompida por influxos de material arenoso decorrentes de ondas de tempestades de alta energia produzindo estratificação cruzada *swaley* (Asw) e laminação plano-paralela (Alp) por fluxo oscilatório e/ou combinado (Dumas & Arnott 2006; Nichols 2009). Embora tempestitos sejam depósitos geralmente relacionados aos ambientes costeiros da zona *shoreface* inferior (Cheel & Leckie 1993; Walker & Plint 1992; Dumas & Arnott 2006), ocorrem também com relativa frequência nas regiões rasas de zonas internas (*offshore*) de grandes lagos, onde, comumente apresentam fácies parecidas com as de ambientes marinhos (Allen 1981; Pochat *et al.* 2005; Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). A presença de estruturas *swaley* indica lagos extensos, e com *fetch* para desenvolverem ondas oscilatórias de longo período durante eventos de tempestade (Horton e Schmitt 1996; Saéz *et al.* 2007).

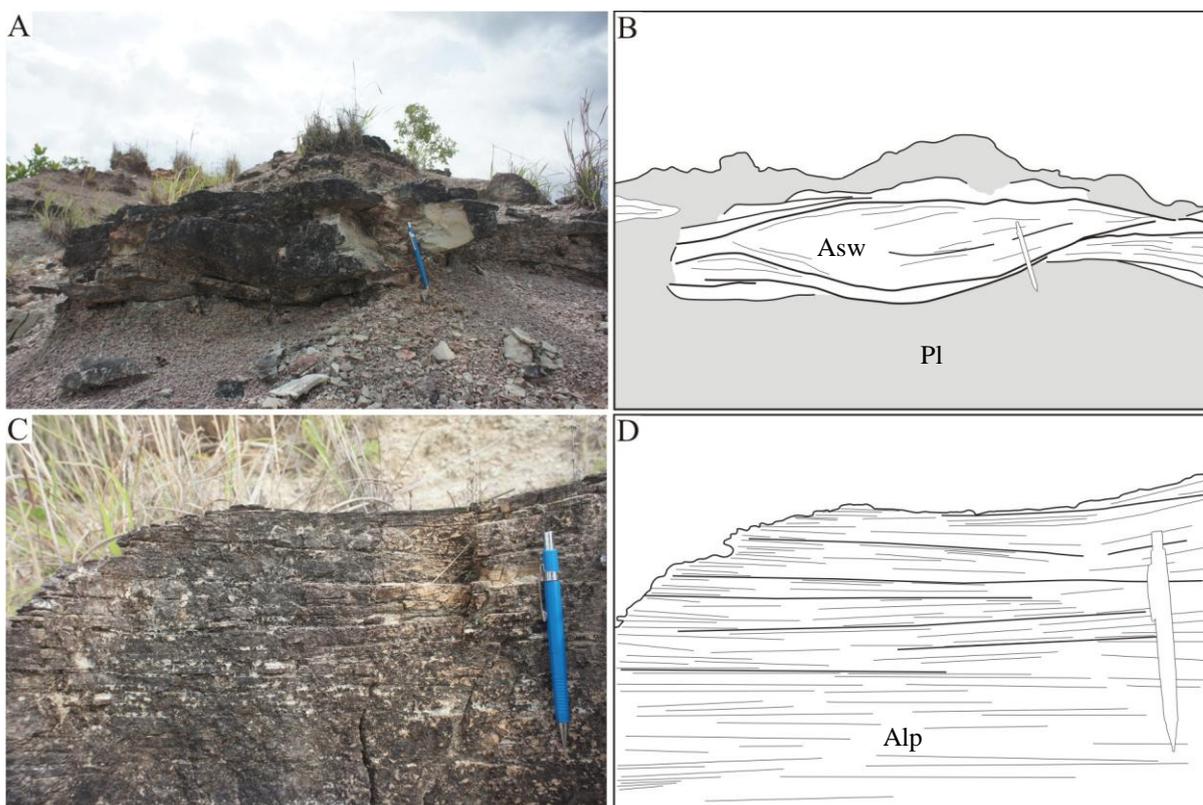


Figura 20. A e B) Estratificação cruzada *swaley*. C e D) Laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo.

5.2.4 Associação de Fácies 3 (AF3) – *Sabkha Continental*

Esta associação atinge até 8 m de altura, sendo representada pelas fácies: Pelito laminado com concreções silicosas (Pls), Pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc) e Arenito com *gutter casts* (Ag). Consiste em alternância de camadas tabulares centimétricas de pelitos, siltitos e arenitos finos, frequentemente silicificados, e/ou com cimento carbonático. Estes depósitos são extensos lateralmente por dezenas de metros, e organizam-se em ciclos granodecrescentes ascendentes centimétricos, com tendência de espessamento das camadas de pelito para o topo (Figura 21). Gretas de contração e *tepees* ocorrem em diversos níveis desta associação, e comumente marcam o final de cada ciclo granodecrescente (Figura 22). Internamente os arenitos apresentam laminações onduladas, esporadicamente cruzadas, e base levemente ondulada, com canalizações/*gutter casts* de até 50 cm de espessura (Figura 21C e D). Os pelitos, assim como os arenitos são levemente ondulados, possuem coloração cinza esbranquiçada a vermelha. Os arenitos finos exibem laminação ondulada e acamamento maciço. Camadas centimétricas (~30 cm), lenticulares de pelito silicificado, escuro, com laminações crenuladas ocorrem esporadicamente. As lâminas crenuladas são milimétricas com espessuras homogêneas e localmente interrompidas desenvolvendo convoluções, sendo interpretadas como estromatólitos (Srivastava 2004) ou MISS (*microbially induced sedimentary structures*) conforme Noffke *et al.* (1996). Abundantes nódulos e pseudonódulos de evaporitos silicificados de até 6 cm de diâmetro ocorrem associados a essas estruturas, e ao topo dos arenitos (Figuras 21B e 23). As gretas de contração e *tepees* também ocorrem no limite com a Associação AF4.

Esta associação representa um subambiente de *sabkha* continental ou *playa*, com hiperalcalinidade e elevada salinidade, associadas a altas taxas de evaporação, configurando balanço hídrico negativo (Amiel & Friedman 1971; Briere 2000). A crescente tendência de aumento da aridez no final do Permiano resultava na oscilação do nível do lago Pedra de Fogo, com exposições cíclicas das margens evidenciadas pelas gretas de contração e *tepees* (Figura 22).

A sedimentação da Associação AF3 envolvia interações entre precipitações químicas (evaporitos), e decantação de finos, em ambiente calmo de baixa energia, eventualmente interrompida por esporádicos influxos de terrígenos carreados por rios efêmeros não canalizados com extenso espraiamento sob ação de processos de tração e suspensão.

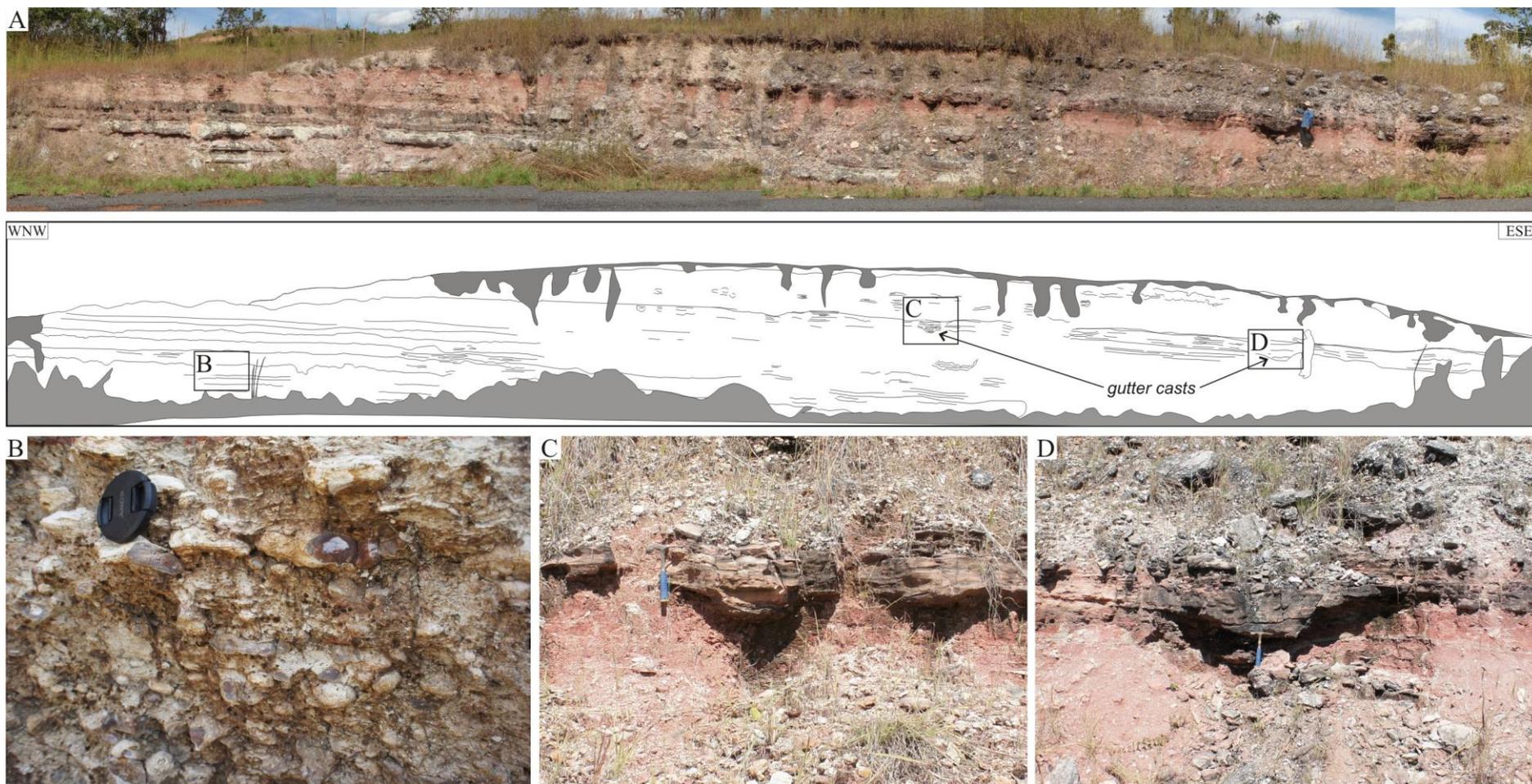


Figura 21. Aspecto geral da Associação AF3. A) Seção panorâmica mostrando camadas de arenito/siltito com geometria tabular ou em lençol. B) Detalhe dos nódulos de evaporito completamente silicificados (PIs). C e D) Detalhe dos *gutter-casts* na base das camadas de arenito/siltito (Ag).

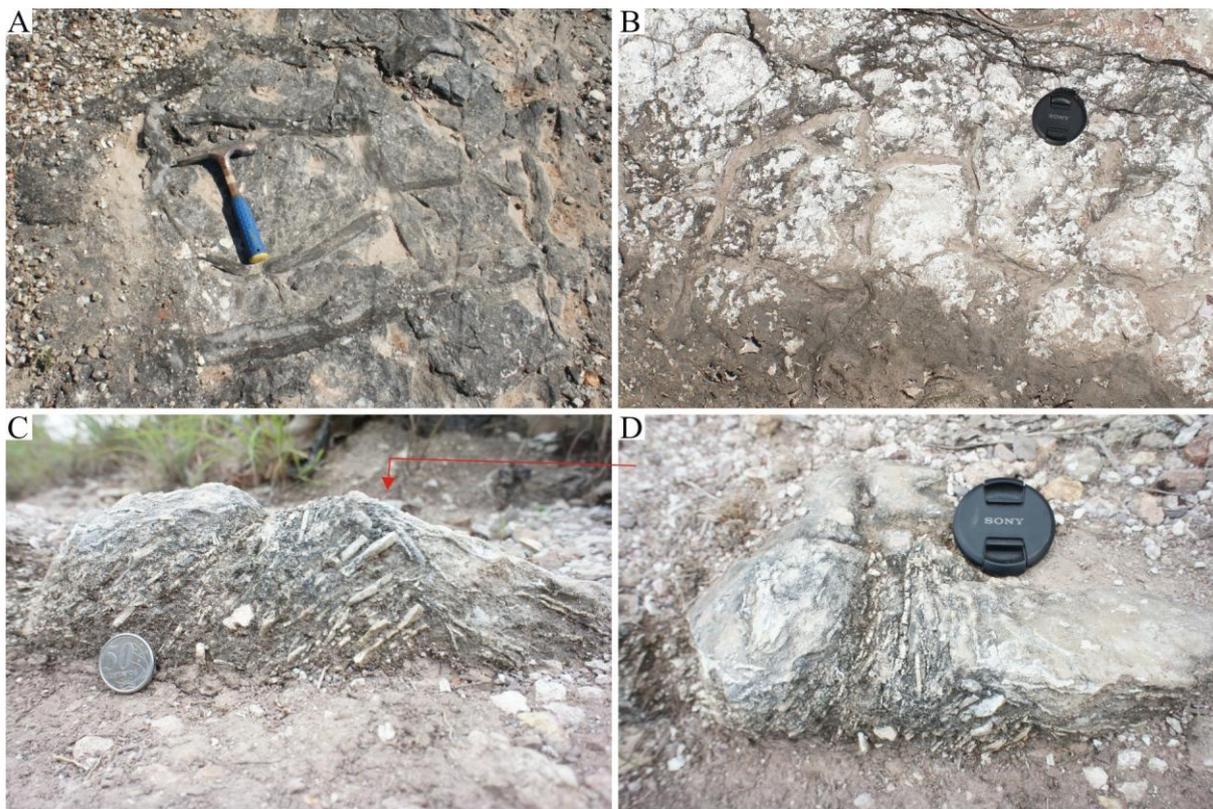


Figura 22. Fácies características de exposição subáerea da Associação AF3. A) e B) Gretas de contração. C e D) Detalhe da estrutura *tepee* nas visões frontal e em planta, respectivamente.

Os *gutter casts* foram originados pela ação erosiva de fluxos retilíneos a helicoidais deslocando-se na base de correntes unidirecionais, durante estágios de máxima velocidade dos fluxos derivados de rios efêmeros, sendo rapidamente preenchidos por areias com estratificação plana quando a energia dessas correntes diminuía (Figura 21C e D) (Prentice 1962; Bridges 1972; Whitaker 1973; Myrow (1992a). De acordo com Myrow (1992a), embora essas feições erosivas sejam comumente relacionadas às fácies de tempestitos costeiros em zonas de submaré, a variabilidade de escala, geometrias e regiões deposicionais requerem uma multiplicidade de ambientes, visto que a gênese de sua formação ainda permanece incerta (Flood 1983; Duke 1990; Myrow 1992a; Myrow 1992b).

Baseado nas feições morfológicas e laminações internas, a fácies de pelito silicificado com laminações crenuladas (Plc) foi interpretada como estromatólito estratiforme, do tipo *stratifera* (cf. Srivastava 2004) ou MISS (cf. Noffke *et al.* 1996). Segundo Srivastava & Rocha (2003), estromatólitos estratiformes são estruturas biossedimentares microbianas, compostos de laminações milimétricas, às vezes micríticas, sendo muito comum a presença de

pseudomorfos de evaporitos e nódulos de sílica. Este tipo de estromatólito é comumente encontrado na Formação Pedra de Fogo (Figura 23).

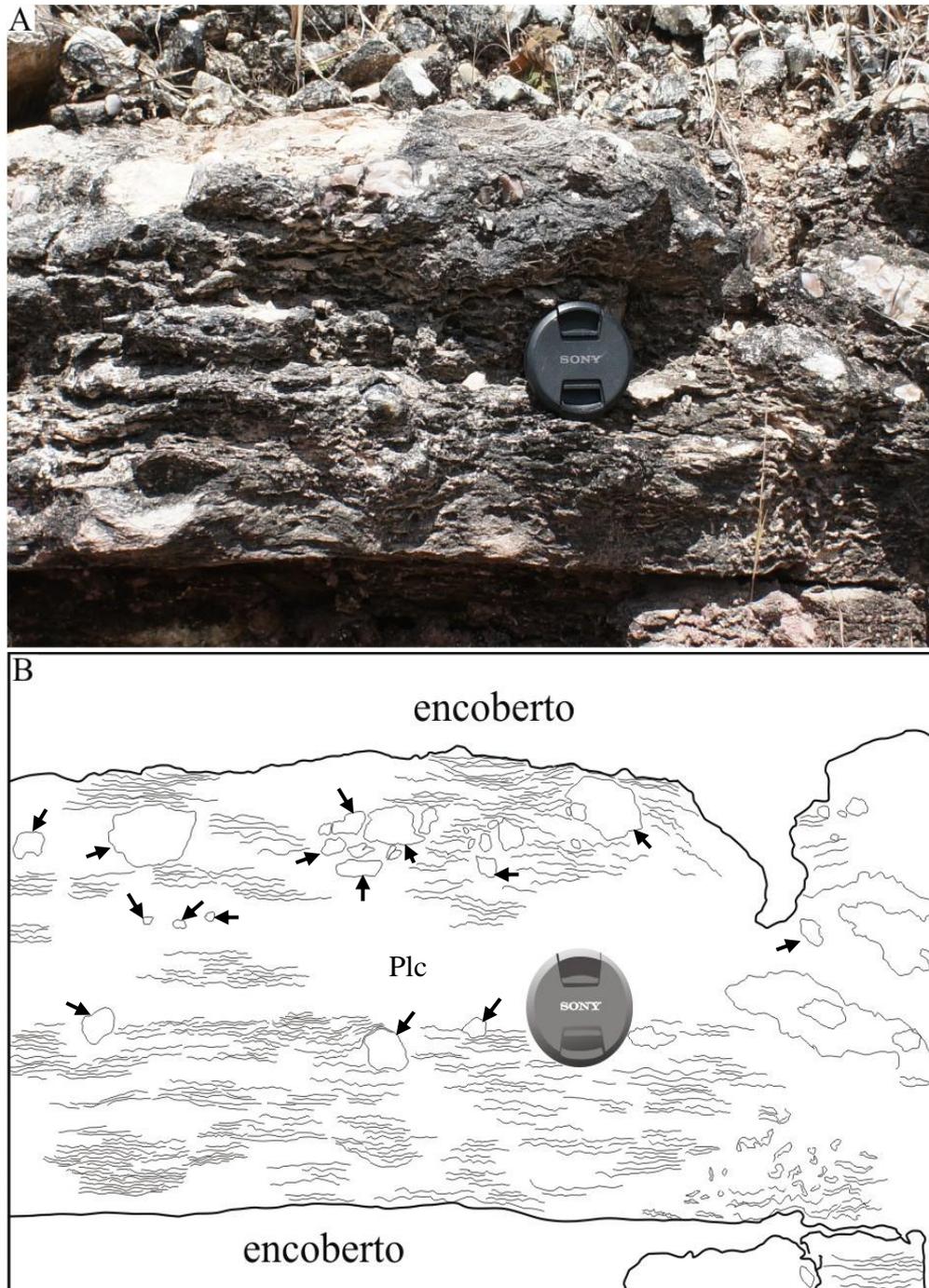


Figura 23. Lâminas crenuladas em pelitos carbonáticos interpretadas como estromatólitos estratiformes. Setas pretas indicam nódulos e pseudonódulos de evaporitos silicificados no interior das laminações.

Essas bioconstruções foram geradas nas partes marginais (*nearshore*) dos lagos da Formação Pedra de Fogo, onde proliferavam colônias de cianobactérias. Estes micro-

organismos são secretores de polímeros extracelulares sobre esteiras microbiais, calcificadas por atividades fotossintéticas, e podem ser posteriormente substituídas por sílica durante a diagênese (Decho & Kawaguchi 2003). Conforme Hipp & Hass (2006) e Nehza & Woo (2006), estromatólitos estratiformes são formados em ambientes de baixa energia, visto que a taxa de sedimentação e velocidade da corrente contribuem para a formação morfológica dessas bioestruturas. A relativa homogeneidade e regularidade no espaçamento das lâminas, sem mudanças na morfologia dos estromatólitos, indica que durante a formação desses biohermas, fatores bióticos (taxa de micro-organismos) e abióticos (ambiente de formação) se mantiveram relativamente estáveis, sem significativas alterações em ambos (Serebryakov 1976).

Dentes milimétricos de peixes, e valvas internas e fragmentos de ostracodes foram observados em seção delgada da fácies Pls no topo da Associação AF3 (Figura 24). Os fragmentos de ostracodes foram identificados pelo tamanho milimétrico, disposição e reduzida espessura das valvas, e por apresentarem morfologia de carapaça bivalve (cf. Adam *et al.* 1984; Ruppel *et al.* 2005). Outra característica típica desse grupo quando visto na seção transversal em microscópico petrográfico com nódulos cruzados, é a extinção ondulante devido à heterogeneidade prismática entre a parte central geralmente preenchida por carbonato ou sílica, e as paredes (valvas) (Figura 24C). A reduzida espessura da carapaça é característica de ostracodes de água doce (Figura 24E) (cf. Adam *et al.* 1984; Armstrong & Brasier 2005). A desarticulação caótica das valvas foi ocasionada pela compactação do sedimento, onde a maioria dos fragmentos encontra-se alinhados, paralelos ao acamamento, exibindo microfraturas que deslocam a parede das valvas, e muitas vezes, se observa a sobreposição de valvas (Figura 24D e E) (Adam *et al.* 1984).

Os ostracodes e dentes de peixe observados nessa associação também corroboram o paleoambiente lacustre. Ainda são necessários estudos paleontológicos nestes ictiólitos para ampliar o conhecimento sobre os indivíduos que habitaram esse sistema deposicional da Formação Pedra de Fogo durante o Permiano.

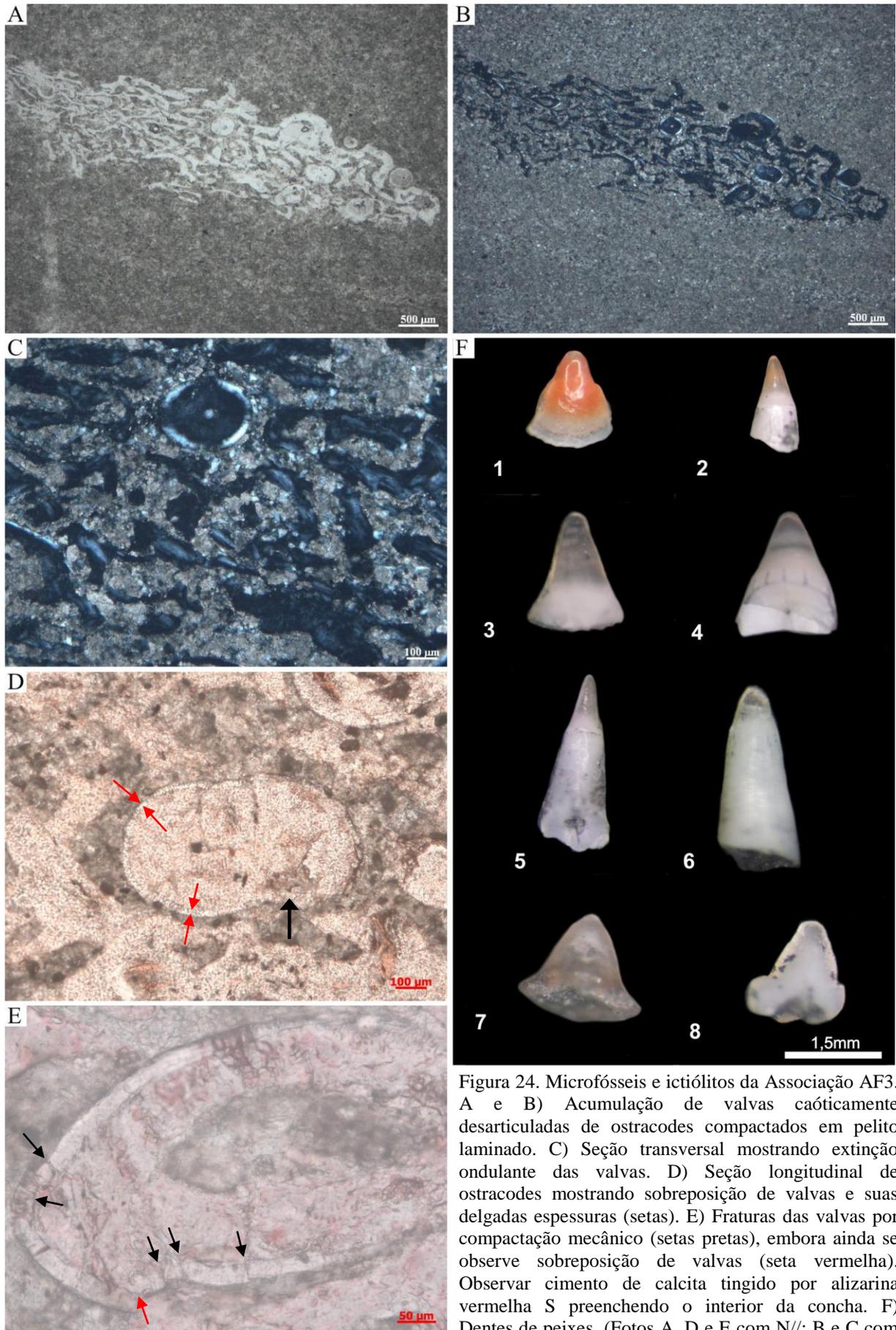


Figura 24. Microfósseis e ictiólitos da Associação AF3. A e B) Acumulação de valvas caoticamente desarticuladas de ostracodes compactados em pelito laminado. C) Seção transversal mostrando extinção ondulante das valvas. D) Seção longitudinal de ostracodes mostrando sobreposição de valvas e suas delgadas espessuras (setas). E) Fraturas das valvas por compactação mecânico (setas pretas), embora ainda se observe sobreposição de valvas (seta vermelha). Observar cimento de calcita tingido por alizarina vermelha S preenchendo o interior da concha. F) Dentes de peixes. (Fotos A, D e E com N//; B e C com Nx).

5.2.5 Associação de Fácies 4 (AF4) – Lago central

Esta associação é exposta na porção oeste da área estudada, e corresponde a parte média a superior do “Morro Pelado”, localizado na altura do km 39 da rodovia TO-222, próximo ao município de Araguaína. A Associação AF4 ocorre diretamente sobreposta a Associação AF3 (Figuras 25 e 26), com contato basal marcado por superfície de exposição subárea evidenciada pela ocorrência de gretas de contração e *tepees* (Figura 22).

A Associação AF4 constitui uma sucessão de até 30 m de espessura, com pelito avermelhado maciço, eventualmente laminado (fácies Plm) com até 2 m de espessura, contendo camadas tabulares centimétricas de arenito fino a síltico, com laminação ondulada a maciço, eventualmente cruzada, e por vezes com cimento carbonático (fácies Aom), com tendência granocrescente ascendente (Figura 25).

Esta associação foi gerada em ambiente de baixa energia, em processos de sedimentação contínuos com predomínio de decantação, responsável pela geração de espessas camadas da fácies Plm, eventualmente interrompida por influxos de areia (*overflow*) advindos de suas margens (fácies Aom). Estas características são condizentes com sedimentação na porção mais central de um lago, similar ao modelo descrito por Renaut & Gierlowski-Kordesch (2010).

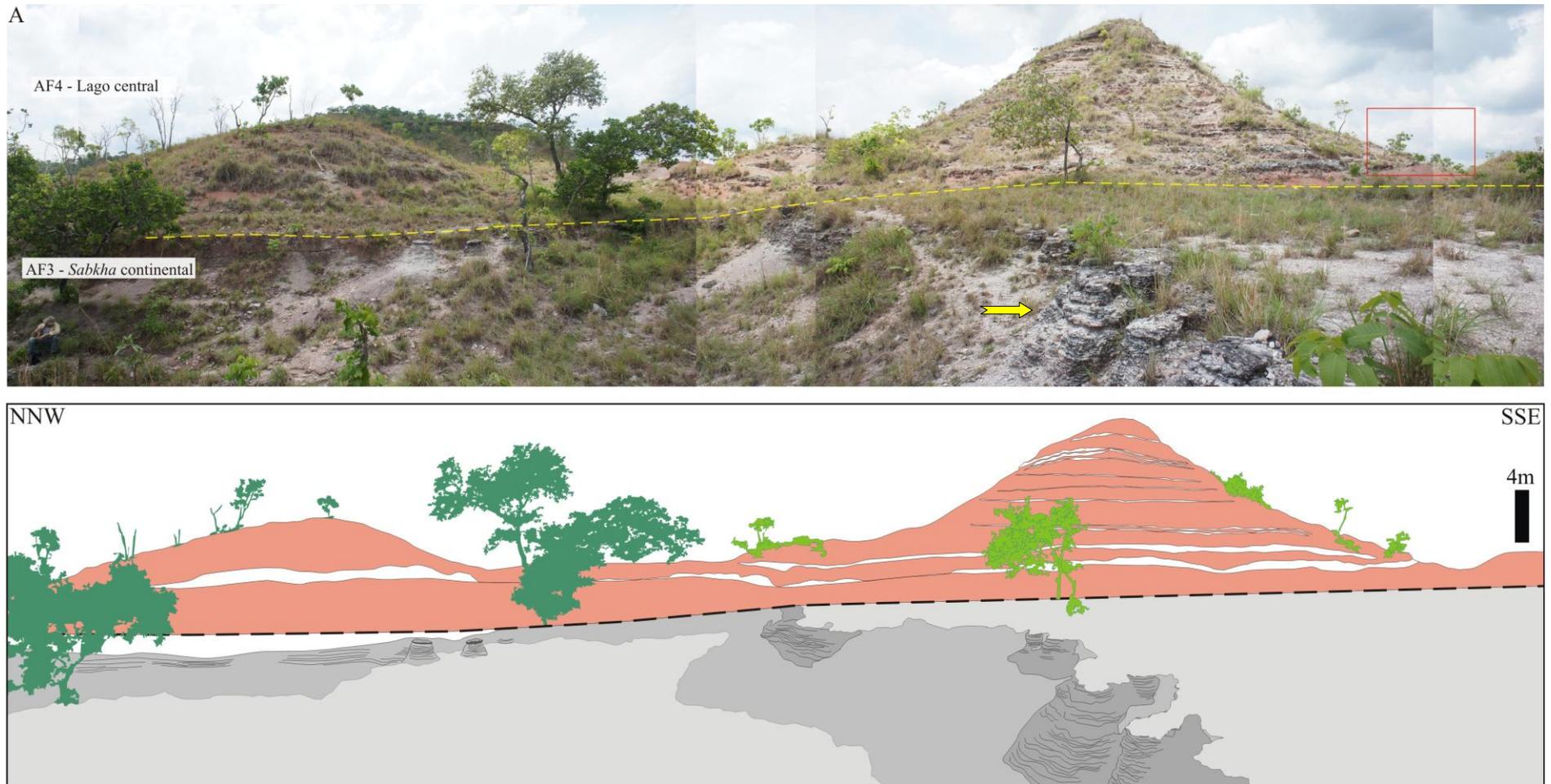


Figura 25. Seção panorâmica do contato entre as associações AF3 e AF4, com destaque para a exposição do Morro Pelado (à direita). A seta amarela indica a presença de MISS no topo da Associação AF3, e o quadro à direita indica a localização da figura 26.

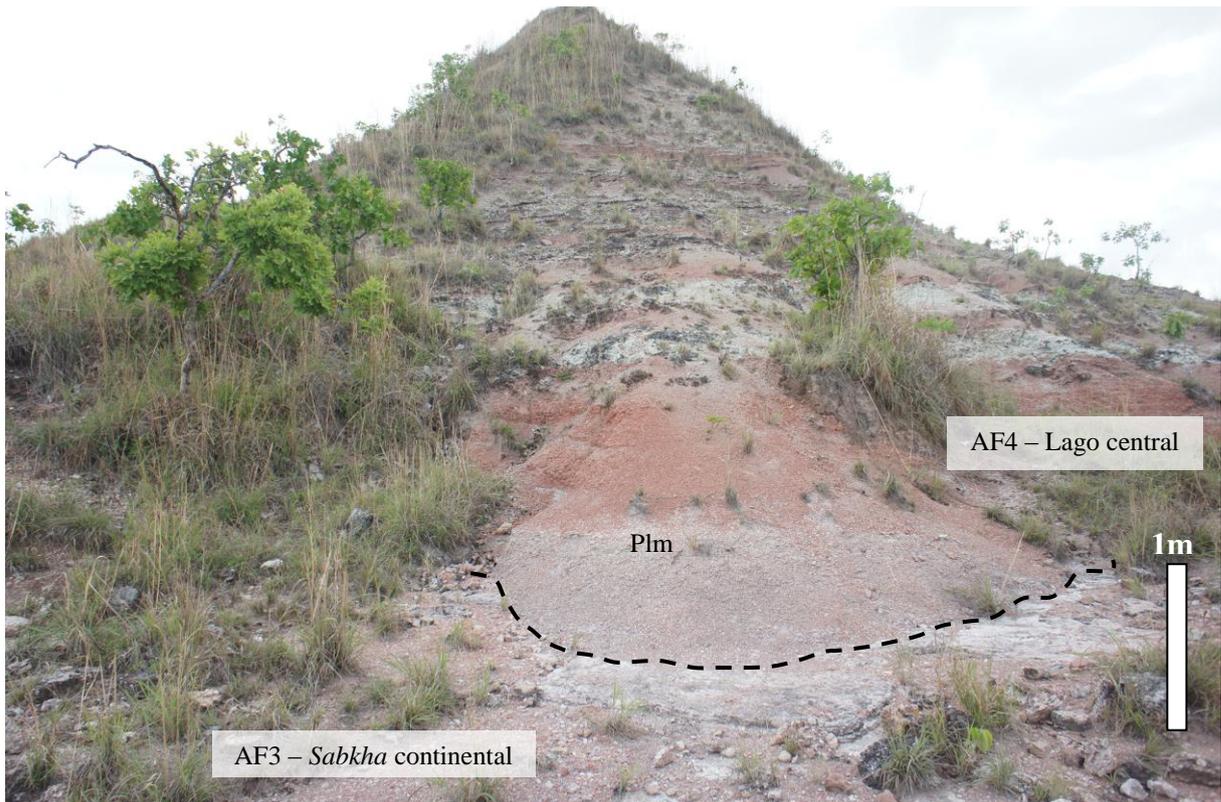


Figura 26. Contato entre a AF3 e AF4. Observar o espesso pacote de pelito avermelhado da fácies Plm logo acima do contato (tracejado).

5.2.6 Associação de Fácies 5 (AF5) – Campo de dunas

A Associação AF5 aflora principalmente nas encostas de pequenos vales com até 30 m de profundidade, entre os municípios de Filadélfia e Araguaina (Figura 13). Encontra-se sobreposta aos pelitos lacustres das associações 1, 2, 3 e 4, e sotoposta em contato brusco com a Associação AF6, na qual constitui importante superfície discordante mapeável por dezenas de quilômetros. Esta associação representa uma sucessão de até 30 m de espessura formada pelas fácies arenito com estratificação cruzada tabular a tangencial (At) e arenito fino com laminação cavalgante transladante subcrítica (Alt). São arenitos finos a médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados de coloração creme-esbranquiçada a alaranjada (Figura 27), formando *sets* de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte de até 1,5 m de espessura. Os *sets* exibem adelgaçamento ascendente (*thinning-upward*) com *topsets* sempre planos e lateralmente exibindo baixo ângulo, com migração preferencial dos *foresets* para E-SE (Figura 28). Superfícies hierárquicas de 1ª e 3ª ordem (cf. Brookfield 1977) ocorrem internamente aos *sets*, e correspondem às superfícies de migração e reativação,

respectivamente, conforme Kocurek (1988). O ângulo de mergulho dos *foresets* varia de 10° a 32° no topo, e torna-se tangencial em direção a base dos estratos cruzados.

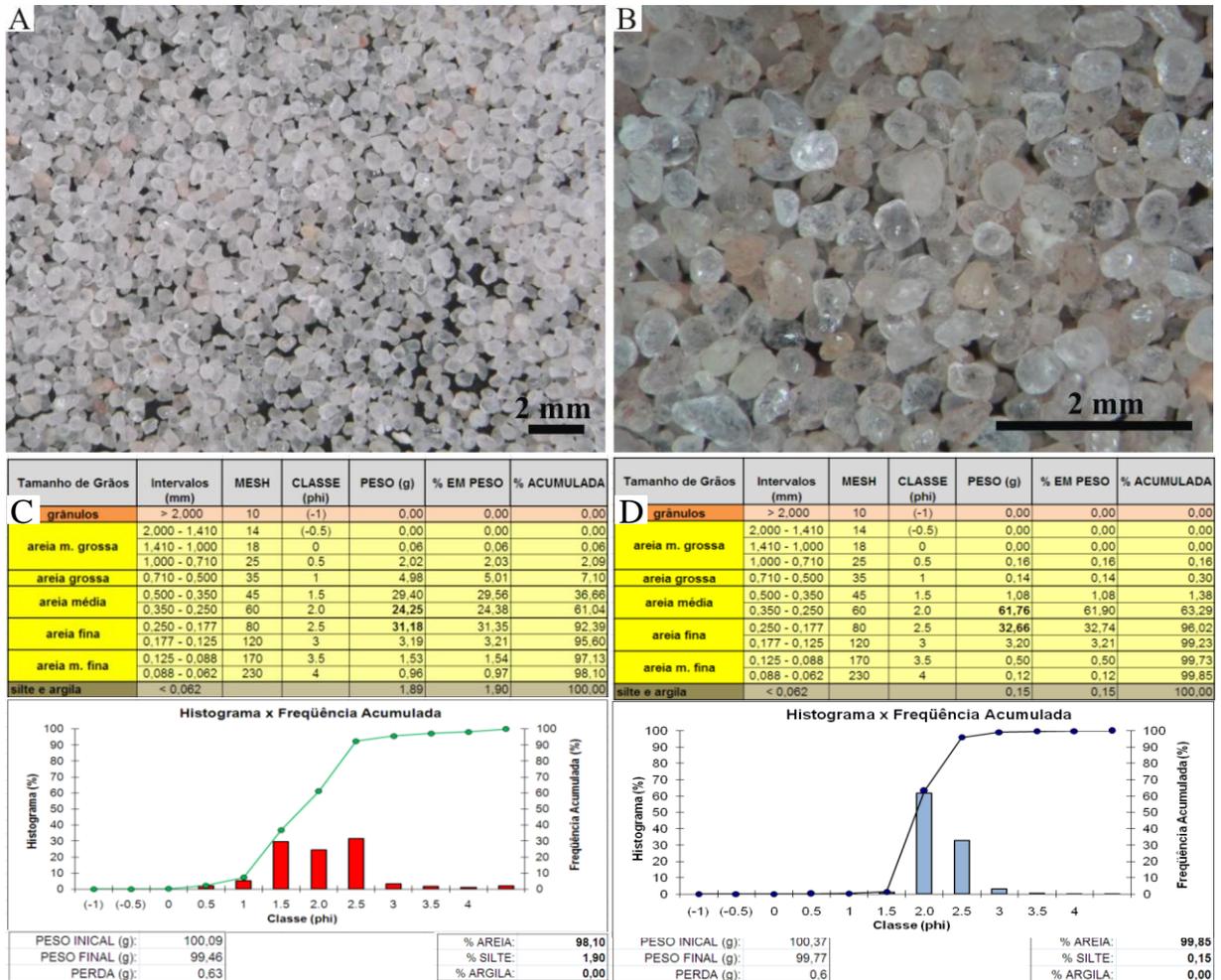


Figura 27. Características texturais dos arenitos da Associação AF5. A e B) Grãos principalmente de quartzo bem selecionados e bem arredondados. C e D) Histograma das amostras PFF-04 (à esquerda) e PFF-04-2-1 (à direita) da Associação AF5, mostrando predomínio da granulometria areia média e fina (bimodal).

A fácies At foi gerada pela migração de formas de leito 2D, assimétricas, de pequeno a médio porte, produzidas pelo transporte e deposição de partículas pelo vento. A assimetria deve-se a maior inclinação da face de avalanche ou sotavento (*slipface/lee side*), em relação a face de barlavento (*stoss side*) (Hunter 1977; Brookfield 1977). A formação da fácies Alt consiste na migração de marcas onduladas (*ripples*) centimétricas, pelo processo de tração de grãos em condições subaéreas gerando superfície de deposição baixa com ângulo de cavalgamento menor que o do barlavento (McKee & Weir 1953; McKee 1966; Hunter 1977).

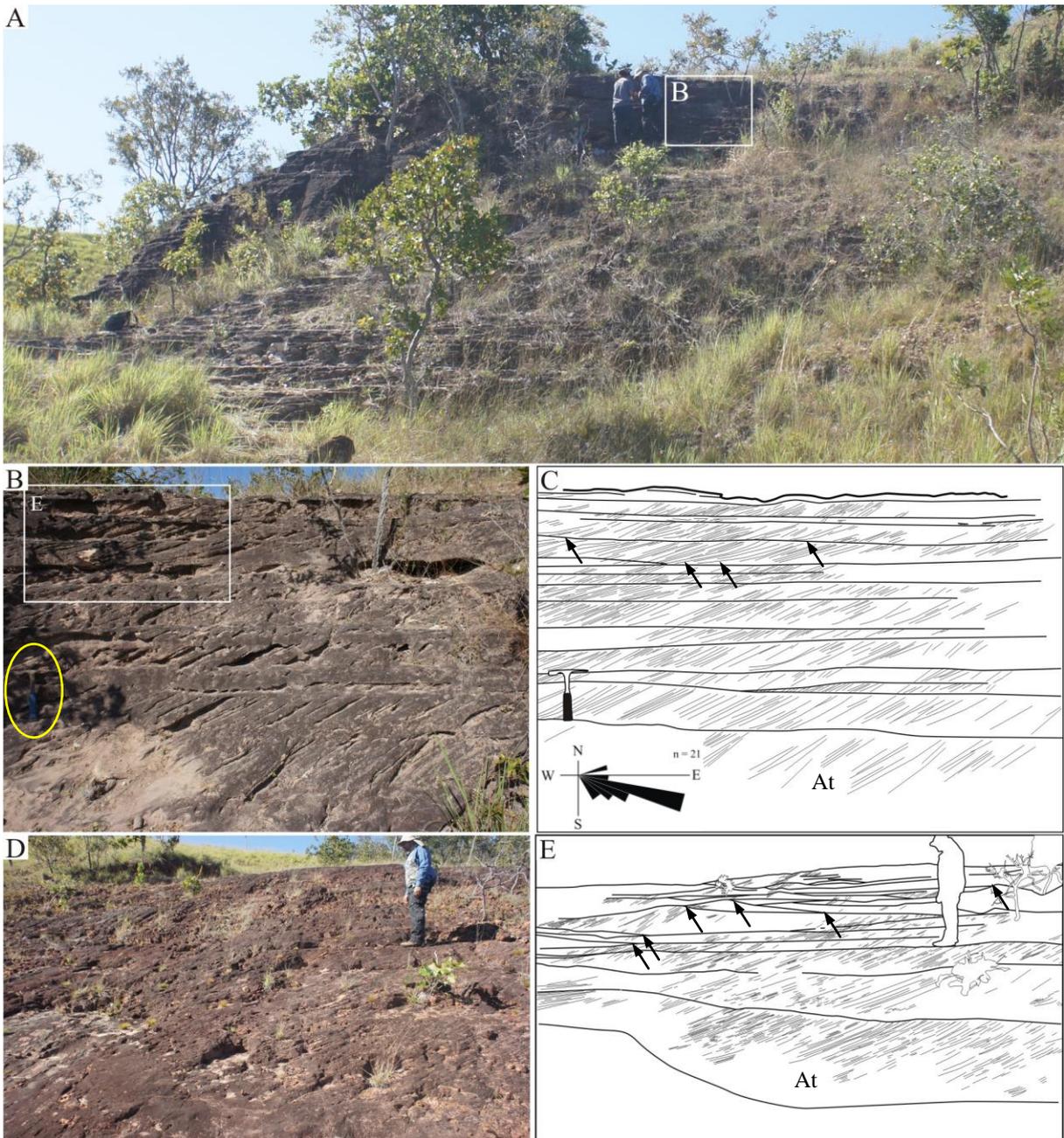


Figura 28. Aspectos faciológicos da Associação AF5. A) Visão geral do depósito de campo de dunas. B e C) *Coset* de estratificação cruzada tabular com base tangencial (setas) das fácies At. Observar os *topsets* sempre planos, e a tendência de adelgaçamento ascendente dos *sets*, com migração preferencial dos *foresets* para E-SE. D e E) Limites laterais em baixo ângulo entre os *sets*, algumas vezes gerando truncamentos (setas).

As estruturas sedimentares aliadas à maturidade textural e composicional encontradas nas fácies At e Alt, coadunam com feições diagnósticas de campo de dunas restrito, onde suprimento de areia era provavelmente limitado, indicado pelo menor porte dos *sets* cruzados (Brookfield 1977; Kocurek & Havholm 1993). O grau de seleção (areias bimodais) e arredondamento das areias eólicas são atribuídos ao transporte pelo vento, devido sua

competência altamente seletiva quando comparado às correntes fluviais ou de maré, visto que a baixa viscosidade do ar torna o impacto subáereo entre às partículas arenosas mais abrasivo que no meio aquoso (Hunter 1977; Giannini *et al.* 2008; Brookfield & Silvestro 2010). Além disso, o tempo de desgaste, bem como o transporte seletivo preferencial de grãos mais esféricos e arredondados por saltação contribuem ainda mais para o arredondamento exercido pelo transporte eólico (Shepard *et al.* 1961; Bigarella 1972; Mazzulo *et al.* 1986) (Figura 27A e B).

A grande maioria dos depósitos eólicos encontrados no registro geológico é caracterizada principalmente pela ocorrência de conjuntos de estratificações cruzadas de grande porte (Bigarella 1972; Hunter 1977; Brookfield 1977, 1979; Hubert & Mertz 1980; Kocurek & Dott 1981; Lancaster 1988; Kocurek 1988; Góes & Feijó 1994; Scherer 2000; Giannini *et al.* 2004; Brookfield & Silvestro 2010). Entretanto, esta característica não é determinante para os depósitos eólicos, visto que as dimensões de campos de dunas e, conseqüentemente das formas de leito preservadas no registro geológico, dependem fundamentalmente do volume de entrada e saída de sedimentos, bem como da relação entre nível freático e superfície deposicional, controlados basicamente pelo clima e taxas de subsidência da área (Kocurek & Havholm 1993; Havholm & Kocurek 1994). No caso da Formação Pedra de Fogo, o campo de dunas era restrito, adjacente ao sistema deposicional principal de natureza lacustre.

É importante observar também a monotonia fácioológica aparente da Associação AF5 (Figura 28), típica de depósitos eólicos (Fisher 1983), além da tendência geral de adelgaçamento ascendente dos estratos cruzados (Figura 28B e C).

Segundo Kocurek & Havholm (1993) a subida do lençol freático provoca redução no tamanho das dunas, resultante da diminuição do suprimento sedimentar. Ainda conforme estes autores, a redução no suprimento de areia torna o vento subsaturado em relação a sua capacidade de transporte potencial, o que faz com que o fluxo de ar retrabalhe as dunas existentes, resultando numa diminuição no tamanho das dunas e aumento das áreas de interdunas. Entretanto, esta premissa foi elaborada por Kocurek & Havholm (1993) para desertos úmidos, onde o nível freático e sua franja de capilaridade encontram-se aflorantes ou próximos da superfície deposicional, favorecendo o desenvolvimento de extensas áreas de interdunas, com geração de estruturas características de superfícies úmidas como ondulações de adesão (*adhesion ripples*) e “verrugas” de adesão (*adhesion warts*). Embora o tamanho médio dos estratos cruzados da Associação AF5 seja métrico, não foi encontrado nenhum

indício de estruturas de adesão, sendo mais provável que o tamanho dos *sets* seja resultado da disponibilidade de areias incoesas, favorecidas pela escassez de água, inclusive nas interdunas. Assim, as areias tornavam-se mais susceptíveis ao retrabalhamento e erosão pelo vento, colmatando as planícies interdunas, o que favoreceu o sucessivo cavalgamento (*climbing*) das formas de leito. Nessas condições, cada duna era rapidamente soterrada pela duna subsequente, sem erosão completa de seus depósitos, com ausência de depósitos interdunas, condizentes com uma fase mais seca do deserto (Kocurek & Havholm 1993). Posteriormente as dunas foram recobertas pelos pelitos lacustres da Associação AF6.

A superfície de descontinuidade que delimita os depósitos de campo de dunas (AF5) foi denominada informalmente de S2 (Figura 29). Trata-se de uma superfície plana a suavemente ondulada, constituindo importante descontinuidade física mapeável por quilômetros em toda a área estudada. Esta superfície de inundação, recoberta por depósitos lacustres da Associação AF6 indica subida regional do lençol freático e elevação do nível de base estratigráfico (Kocurek 1988; Kocurek & Havholm 1993; Havholm & Kocurek 1994).

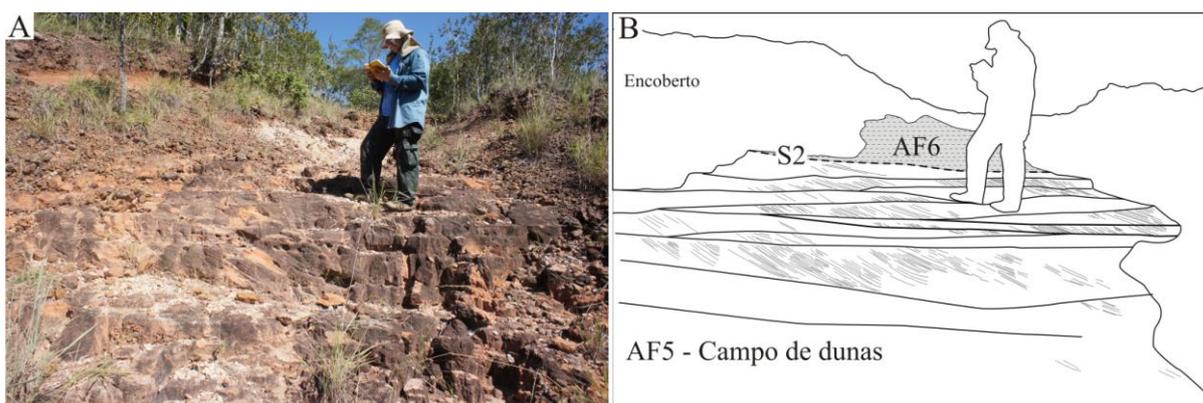


Figura 29. Contato entre as associações AF5 e AF6. A e B) Superfície discordante S2, que marca o contato entre os depósitos de campo de dunas da AF5, e os pelitos lacustres da AF6.

A superfície S2 que separa as associações AF5 e AF6, mapeável em quase toda a área estudada, foi relacionada a uma supersuperfície de inundação, decorrente de um rebaixamento da superfície deposicional, e posterior subida do nível de base estratigráfico (nível freático), ocasionando o recobrimento do depósito de campo de dunas (AF5) pelos depósitos lacustres da Associação AF6.

5.2.7 Associação de Fácies 6 (AF6) – Lacustre/oásis com inundito

A Associação AF6 aflora de forma expressiva na região central da área de estudo, comumente recobrando de forma brusca a Associação AF5. Consiste em depósitos de pelitos cinza, a cinza avermelhado de até 5 m de espessura, com laminações plana a ondulada, comumente maciço, contendo eventuais concreções silicosas (Figura 30). Abundantes fragmentos de madeira silicificada (até 0,5 m de diâmetro por 0,8 m de comprimento) ocorrem distribuídos caoticamente sobre a superfície de acamamento dos pelitos, sempre em posição horizontal, e constituem importantes guias bioestratigráficos para o topo da Formação Pedra de Fogo (Figuras 13, 14 e 30). A Associação AF6 é formada pelas fácies conglomerado extraformacional maciço (Cm), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito com *megaripples* (Amr), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs), Pelito/arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Pcc), pelito com *wavy/linsen* (Pwl) e pelito com laminação plana a ondulada com troncos (Ppo) (Figuras 31 e 32).

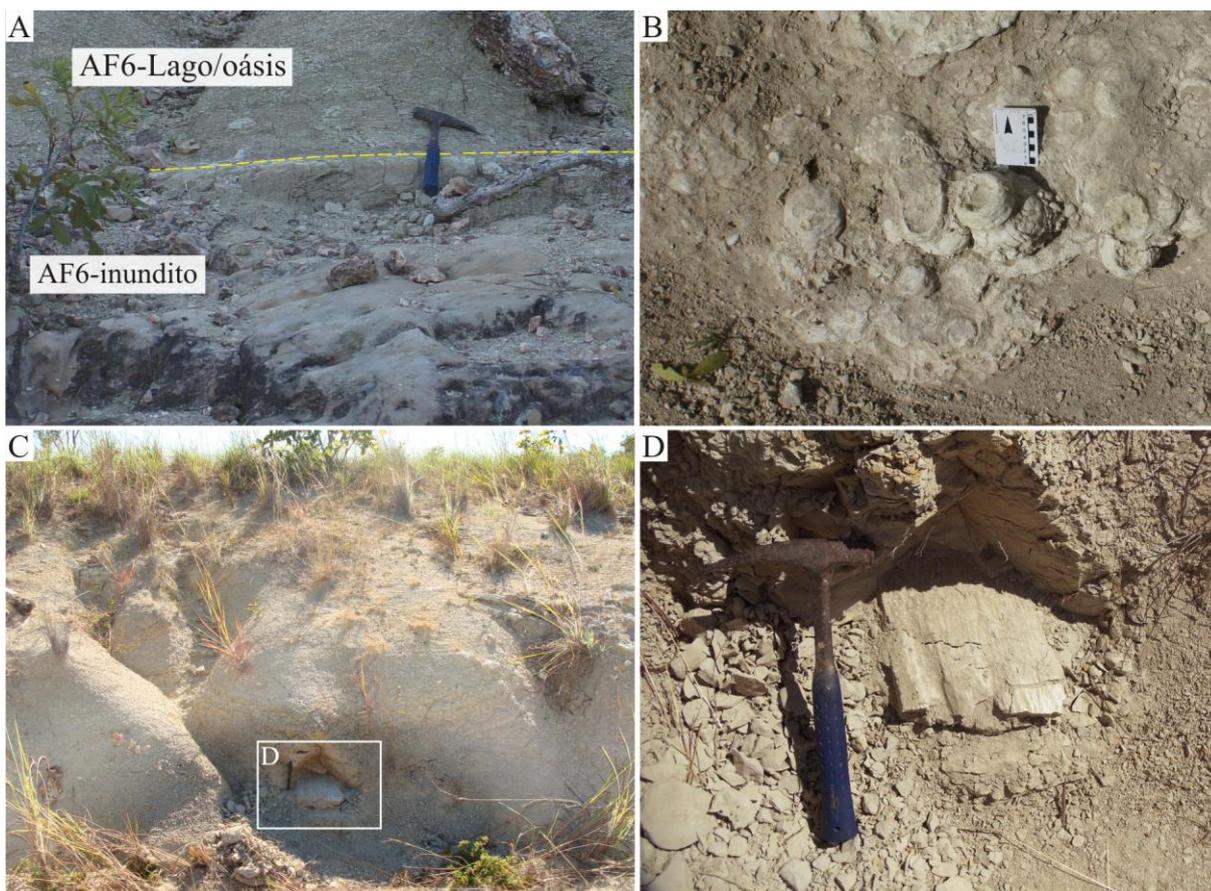


Figura 30. Aspectos faciológicos da Associação AF6. A) Contato entre o depósito de inundito e os pelitos lacustres. B) Concreções silicosas da Associação AF6. C e D) Fragmento de tronco silicificado imerso na fácies Ppo em posição sub-horizontal.

A fácies Cm constitui depósitos do eixo do canal (*lags*), e indica a predominância de correntes trativas unidirecionais de alta energia sob regime de fluxo superior (Figura 31A e B). À medida que a corrente se desloca e a energia se dissipa, há queda na energia do fluxo gerando migração de formas de leito 3D em regime de fluxo inferior evidenciado pela fácies Aa (Figura 31C-F). Prosseguindo a queda gradual da energia da corrente, a suspensão preserva a morfologia de dunas subaquosas que migravam sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior resultando na geração da fácies Amr (Figura 31G e H). A rápida desaceleração do fluxo gerou a deposição de filmes descontínuos de lama (*mud drapes*) sobre os *foresets* de formas sigmoidais da fácies Asc (Figura 32A e B). A fase final do processo é caracterizada pelo predomínio de maior suspensão, com pouca ou nenhuma tração ocasionando eventuais migrações de marcas onduladas centimétricas, com lâminas cruzadas cavalgantes supercríticas evidenciadas pela a fácies Pwl (Figura 32C). A presença de fragmentos de madeira silicificadas nestes depósitos sugere momentos de alta energia das inundações relâmpago (*flash floods*), quando o canal transbordava violentamente erodindo áreas marginais e arrastando parte da vegetação previamente implantada ou sucumbida para o interior da bacia lacustre (Figura 31).

Raros ciclos granodecrescentes ascendentes de até 2 m de espessura ocorrem intercalados aos pelitos, e foram associados a depósitos de inunditos (Seilacher 1977). Depósitos de inunditos têm sua gênese associada à dinâmica de rios efêmeros característicos de regiões áridas e semi-áridas, com seu desenvolvimento associado a inundações relâmpagos (*flash floods*). Estas inundações ocorrem durante um curto intervalo de tempo (horas a dias), geralmente após tempestades, e se alternam por longos períodos sem qualquer escoamento de águas superficiais (Nanson *et al.* 2002; Benito *et al.* 2003). Segundo Sneh (1983), nas regiões áridas do sul de Israel ocorrem até dez inundações anuais, sendo o intervalo de tempo decorrido em cada inundação inferior a doze horas.

Conforme Stear (1985) as correntes efêmeras variam desde tipos canalizados até configurações totalmente desconfinadas, podendo transportar e depositar sedimentos de várias classes granulométricas. A profundidade da lâmina d'água é altamente variada, e pode alcançar até 3 metros durante o pico do fluxo. São fluxos dominados por formas de leito geradas em regime de fluxo superior, podendo desenvolver dunas e marcas onduladas nos estágios finais da inundação, quando ocorre rápida desaceleração da corrente (Langford & Braken 1987). Como consequência desse processo, os depósitos de inunditos são caracterizados pela progressiva diminuição do tamanho de grãos, e pela ocorrência de

estruturas geradas em condições de regime de fluxo superior que passam para regime inferior em direção ao topo da sucessão de fácies (Miall 1977; Stear 1985).



Figura 31. Sucessão de estruturas representativas da parte inferior do depósito de inundado. A e B) Ortoconglomerado polimítico maciço na base do canal. C e D) Fragmentos de madeira silicificada na base do depósito. E e F) Arenito com estratificação cruzada acanalada. E e F) Acamamento de *megaripples*.

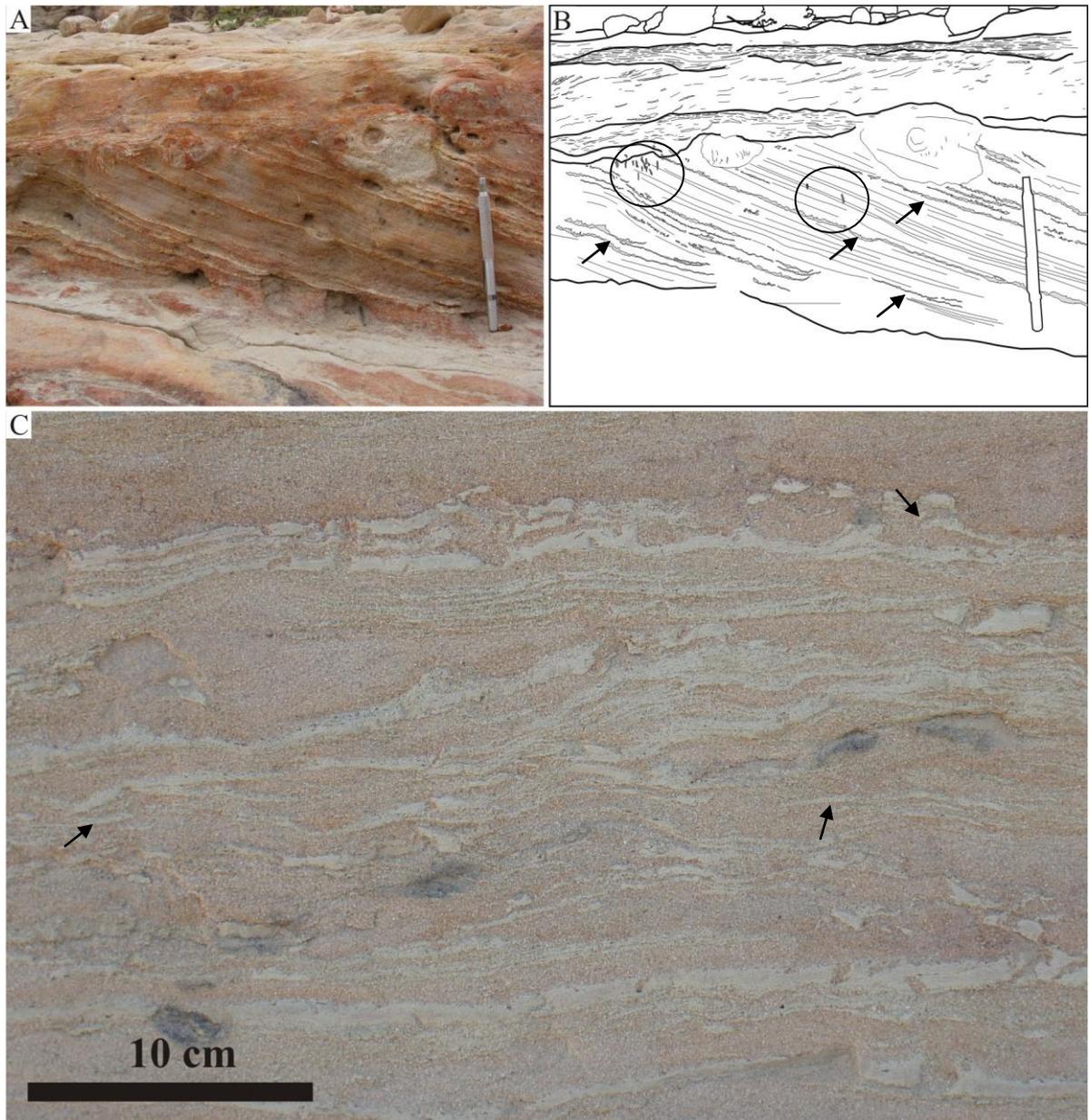


Figura 32. Sucessão de estruturas representativas da parte superior do depósito de inundito. A e B) Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular a sigmoidal com *foresets* recobertos por *mud drapes* descontínuos e irregulares (setas), e cristais centimétricos de evaporitos (círculo). C) Ritmito arenito/pelito com acamamento *wavy/linsen*, e eventuais laminações cruzadas com *rip-up clasts* e *curled flakes* (setas).

Semelhante ao descrito acima, o depósito de inundito da AF6 apresenta base escavada, evidenciando fluxo canalizado, e foi caracterizado por uma sucessão vertical de cinco intervalos diferenciados por litotipos e estruturas, que indicam da base para o topo do ciclo uma diminuição do regime de fluxo; 1) conglomerado extraformacional com seixos de quartzo com diâmetros de até 10 cm, e fragmentos de madeira silicificada (Cm); 2) arenitos com estratificações cruzadas acanalada com fragmentos de madeiras silicificadas (Aa); 3) arenitos finos a médio com acamamento de *megaripple* (Amr); 4) arenitos finos com

estratificação cruzada tabular a sigmoidal, com *sets* recobertos por *mud drapes* descontínuos e irregulares (Acs); e 5) ritmitos com *wavy-linsen* (Pwl) (Figura 33).

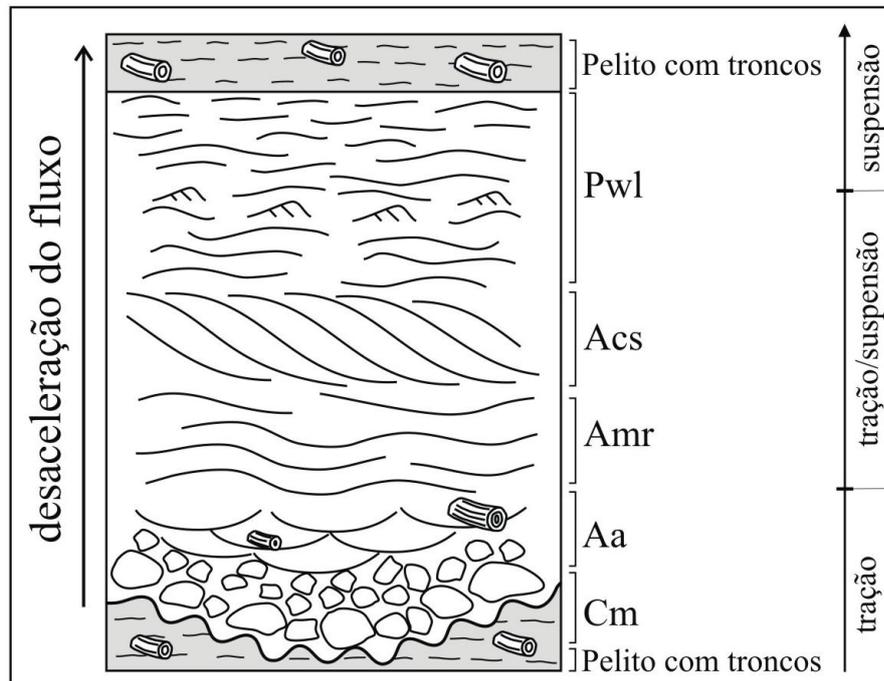


Figura 33. Perfil esquemático mostrando a sucessão de estruturas que indicam desaceleração do regime de fluxo, interpretada como depósito de inundito. As figuras 31 e 32 mostram as estruturas típicas dessa sucessão.

Os cristais de evaporitos associados à parte superior do depósito de inundito foram interpretados como sendo gerados nos momentos de exposição subaérea pelo declínio do evento. Neste momento, evaporitos cristalizados interticialmente por ascensão do lençol freático em um processo conhecido por “bombeamento por evaporação” (*evaporative pumping*), eram redissolvidos e reprecipitados como cristais milimétricos no topo das camadas de pelito (Figura 34) (Einsele 1992).

É importante ressaltar que a posição dos fragmentos de madeira silicificadas encontrados na Associação AF6, sempre em posição horizontal ao acamamento, é a mesma da Associação AF1, não sendo encontrado nenhum tronco em posição de vida (*in situ*). No entanto, a quantidade de fragmentos de madeira silicificadas da AF6 é muito maior que da AF1, sugerindo uma maior proximidade dos rios efêmeros da AF6 com os núcleos das paleoflorestas permianas. Esse aspecto bastante fossilífero da AF6, constitui um importante marcador bioestratigráfico para o topo da Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína-Filadélfia, Estado do Tocantins, e pode representar uma considerável mudança nas condições paleoambientais e/ou paleoclimáticas no final da deposição da Formação Pedra de Fogo e

início da Formação Motuca. Até o momento, esses núcleos de florestas permianas ainda não foram registrados nos *red beds* da Formação Motuca.

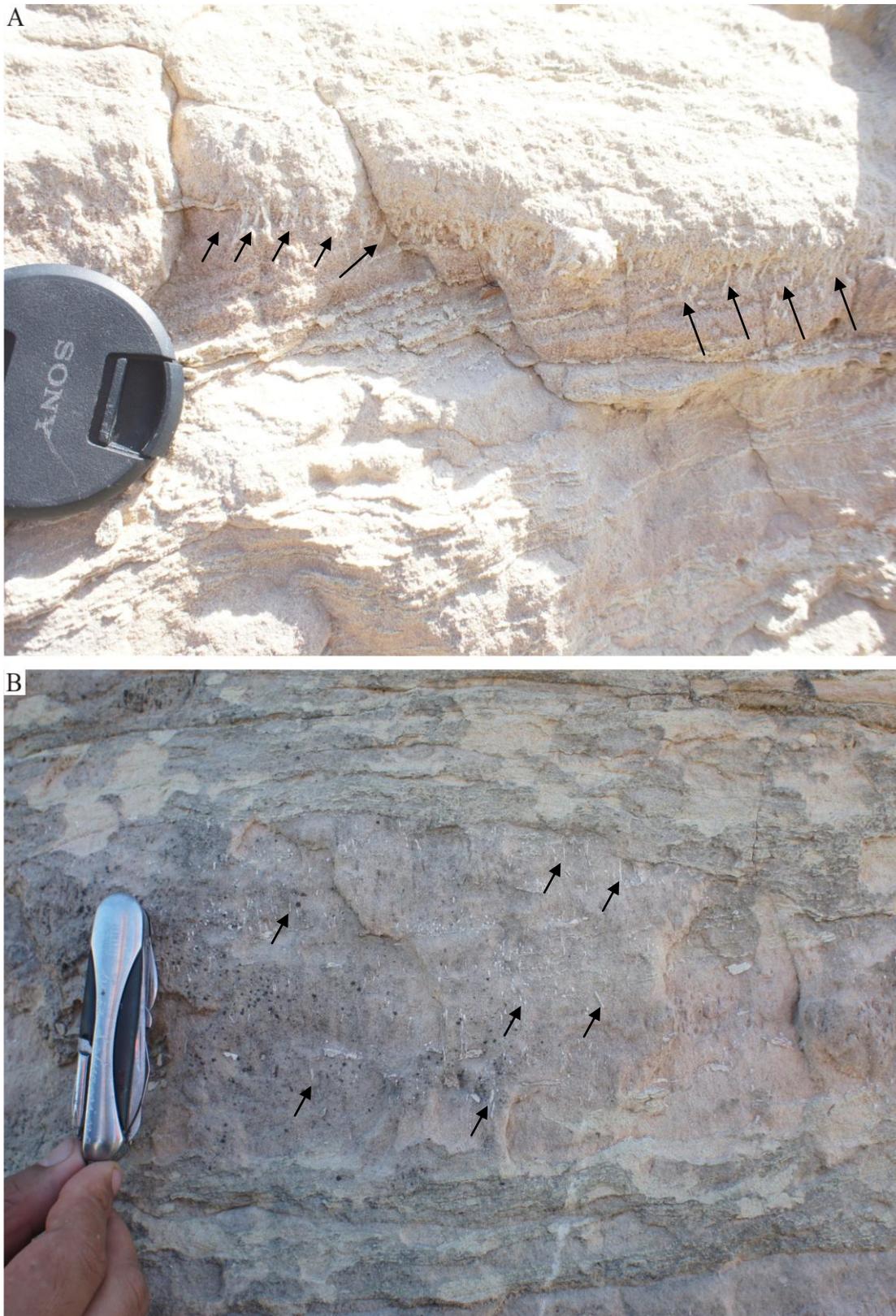


Figura 34. Feições associadas ao topo do depósito de inundito. A e B) Cristais milimétricos e centimétricos de evaporitos no topo do depósito (setas).

6. PETROGRAFIA DE ARENITOS E ARGILOMINERAIS DE PELITOS

6.1 TEXTURA E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

A petrografia dos arenitos da parte superior da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia-TO foi concentrada na associação campo de dunas (AF5), por ser a única de natureza essencialmente arenosa (Figuras 13 e 14; Tabela 2). Quatro lâminas foram analisadas (PFF-04, PFF-04-1, PFF-04-2 e PFF-04-2-1) e classificadas como quartzarenito segundo a classificação de Folk (1968) (Figura 35). O posicionamento estratigráfico de cada lâmina dentro da Associação AF5 pode ser consultado na figura 14.

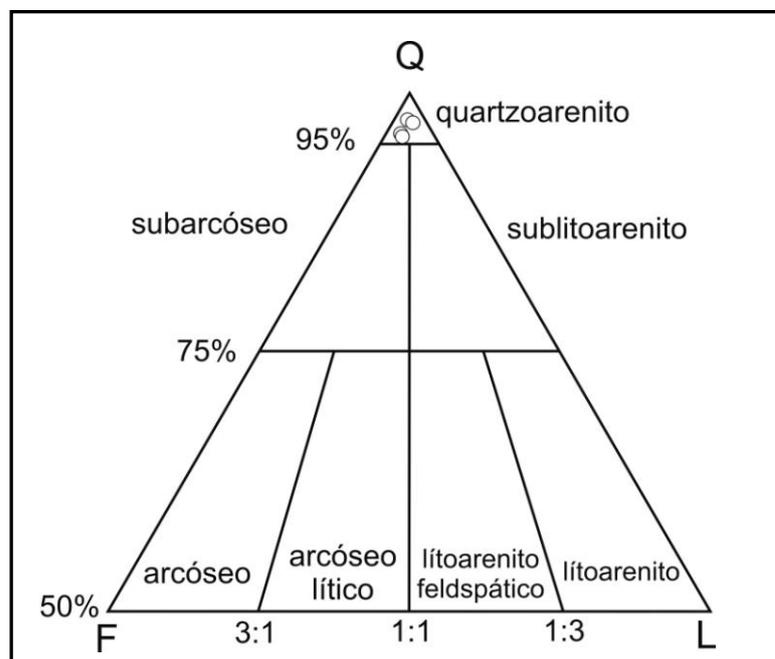


Figura 35 Diagrama triangular de Folk (1968), com a composição detrítica dos arenitos da associação campo de dunas (AF5).

De uma forma geral os arenitos apresentam granulometria entre silte médio (0,01 mm) a areia média (0,48 mm), com predomínio de areia fina (0,22 mm). Os arenitos são moderadamente a bem selecionados, com grãos arredondados a subarredondados com alto grau de esfericidade, e eventualmente bimodais (Figura 36). Possuem empacotamento frouxo a normal, com índices frequentemente inferiores a 40%. No entanto, muito embora a compactação não pareça ter sido um evento muito intenso, são observadas algumas feições que atestam deformação de intraclastos pelíticos e contatos localmente côncavo-convexos, em meio à prevalência de contatos pontuais e retilíneos (Figura 36C).

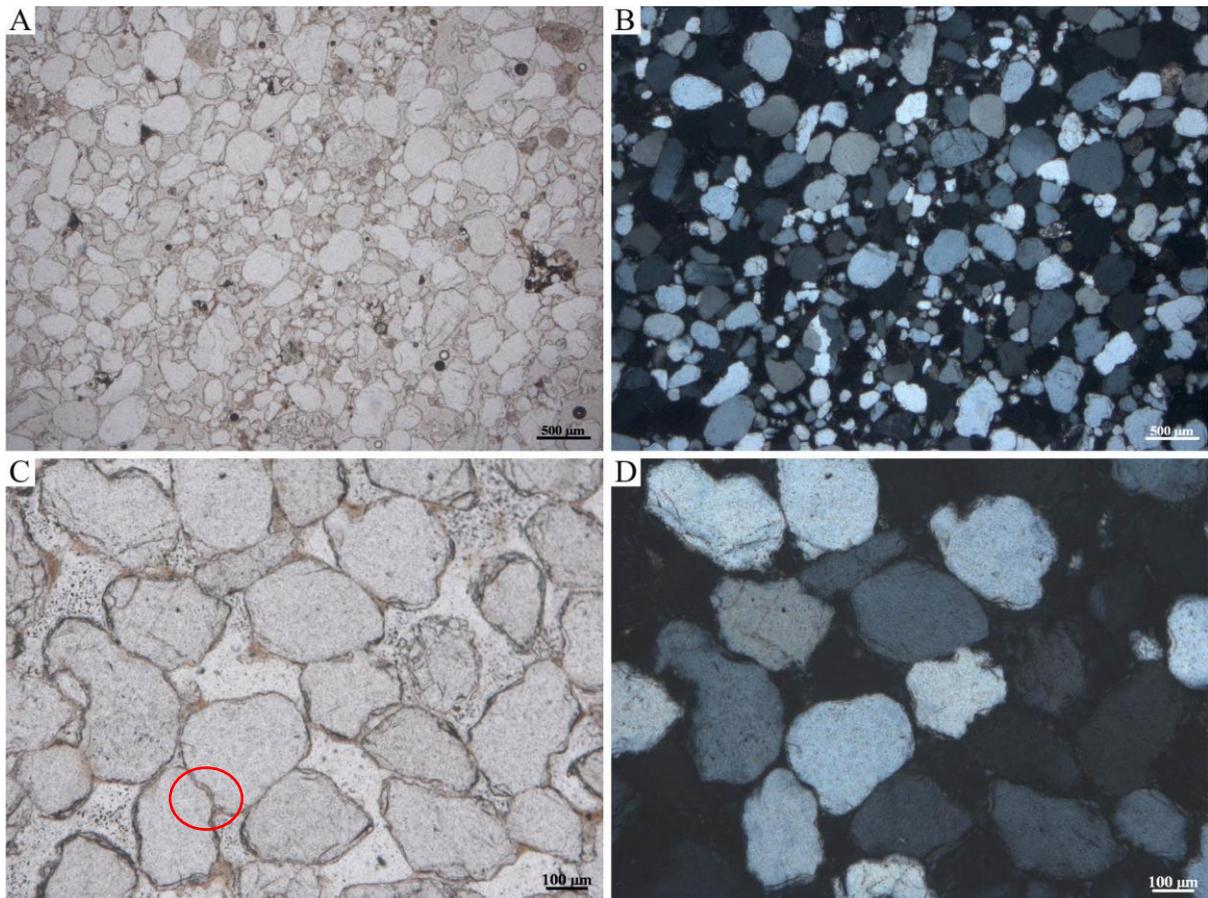


Figura 36. Aspectos petrográficos dos arenitos eólicos da Associação AF5. A e B) Fotomicrografias mostrando o padrão bimodal do quartzarenito. C e D) Fotomicrografias do quartzarenito, com grãos de quartzo monocristalino, bem selecionados, com esfericidade alta, e eventual contato côncavo-convexo (círculo vermelho) (Fotos A e C com N//; B e D com Nx).

6.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA DOS ARENITOS

Os arenitos da associação campo de dunas (AF5) apresentam como principal componente detrítico o quartzo, com proporções médias de quartzo ($Q_{96,9\%}$), e secundariamente feldspatos ($F_{2,1\%}$) e fragmentos líticos ($L_{1,0\%}$). Micas e minerais pesados ocorrem em proporções inferiores a 1%.

O tipo mais comum de quartzo é o monocristalino, em média (96,2%), com extinção homogênea ou uniforme (42,3%), extinção ondulante forte (39,4) e extinção ondulante fraca (14,5%). Os grãos policristalinos ocorrem com média de 3,8% do total. Os grãos em geral não apresentam orientação, com exceção dos da lâmina PFF-04-2, posicionada no topo do perfil

de referência desta associação (Figura 14). Como modificadores do arredondamento, observa-se a ocorrência de sobrecrecimento sintaxial de quartzo, e grãos fraturados (Figura 37).

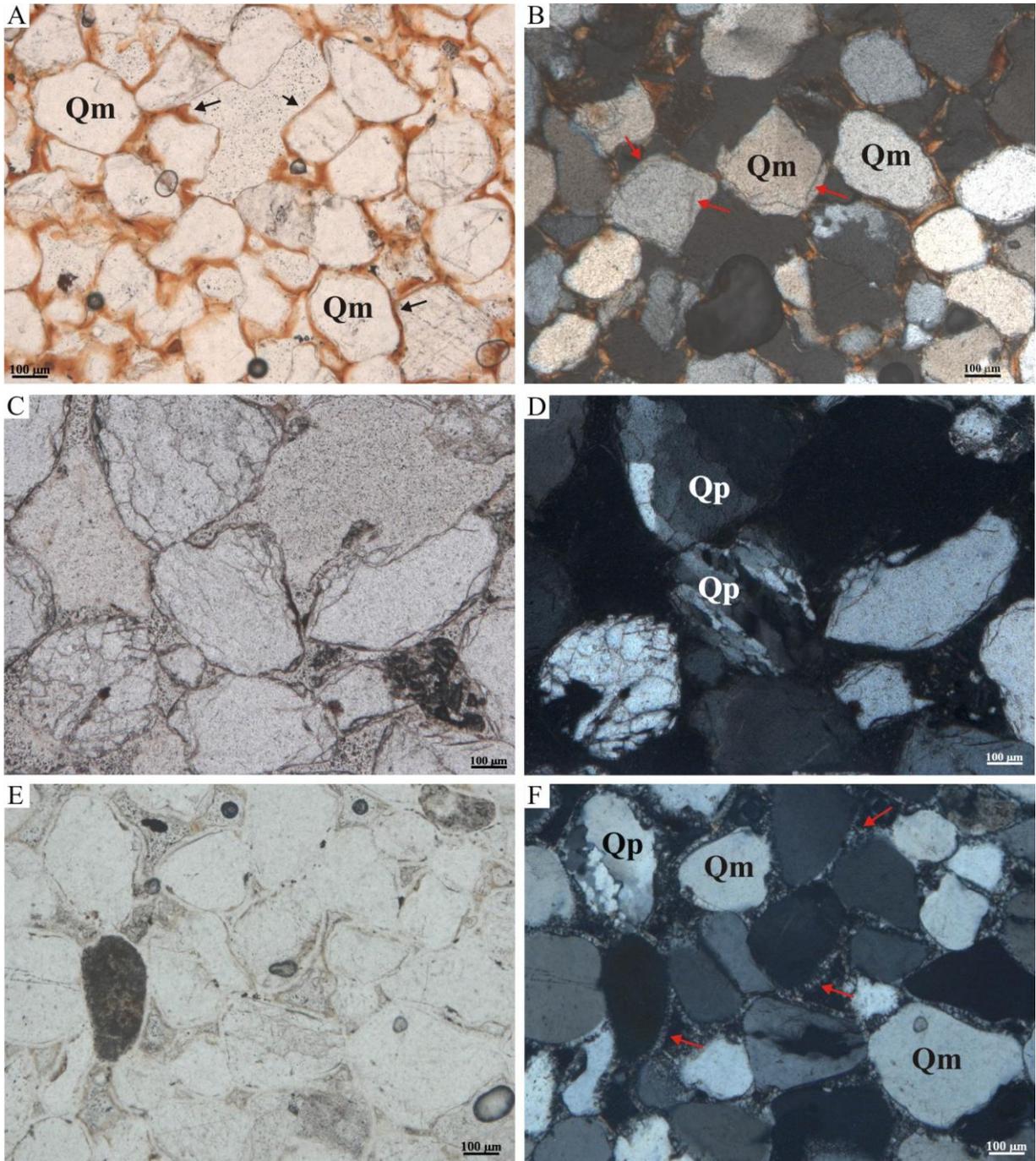


Figura 37. Aspecto geral das lâminas de arenito da associação de campo dunas. A) Fotomicrografia de quartzarenito com argila em forma de cutículas (setas), envolvendo grãos de quartzo monocristalino (Qm). B) Fotomicrografia de sobrecrecimento sintaxial de quartzo (setas). C e D) Fotomicrografia de quartzo policristalino (Qp) com bordas fraturadas (geradas durante a confecção das lâminas). E e F) Cimento de *chert* (setas), entre quartzo mono (Qm) e policristalino (Qp) (Fotos A, C e E com N//; B, D e F com Nx).

Os feldspatos constituem o segundo componente mais abundante nos arenitos eólicos, representados principalmente por microclíneo e ortoclásio. O microclíneo é caracterizado pela geminação múltipla cruzada (Figura 38A). Enquanto o ortoclásio foi identificado por: I) apresentar um aspecto “sujo” em relação ao quartzo; e II) linha de *Becke* distintamente mais baixa que a do bálamo, enquanto que a do quartzo é distintamente mais alta (cf. Folk 1980). Alguns feldspatos encontram-se alterados para argilominerais (Figura 38B e C).

Os fragmentos líticos são os constituintes detríticos menos abundantes nas seções delgadas. São principalmente fragmentos de pelito e *chert* (Figura 38D), enquanto fragmentos vulcânicos são escassos. Observa-se ainda a presença de fragmentos de pelito moldados entre outros grãos do arcabouço, constituindo pseudomatriz (Figura 39C e D). Os fragmentos de *sílex* podem ser observados macroscopicamente no campo e parecem ser uma indicação importante dos depósitos eólicos da Formação Pedra de Fogo.

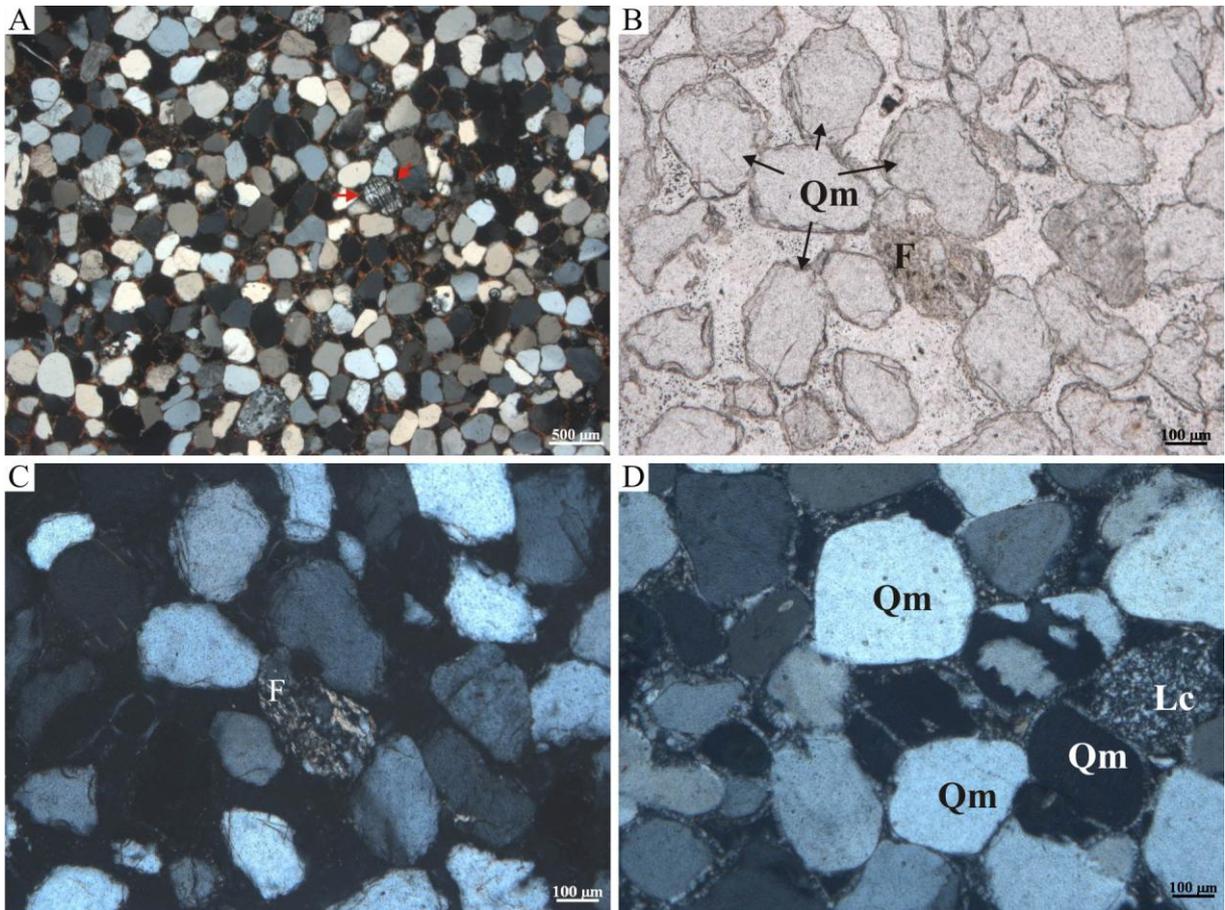


Figura 38. Fotomicrografia dos arenitos da Associação AF5. A) Aspecto geral da lâmina com presença de microclíneo (setas vermelhas). B e C) Feldspato detrítico alterado (F) e quartzo monocristalino (Qm) com bordas parcialmente corroídas. D) Fragmento de *chert* (Lc) e quartzo monocristalino (Qm). (Fotos: A, B e D com Nx; C com N//).

6.3 PSEUDOMATRIZ, CIMENTO E POROSIDADE DOS ARENITOS

A argila nos arenitos ocorre como infiltração mecânica no topo dos depósitos eólicos ou em forma de pseudomatriz. O reconhecimento da argila mecanicamente infiltrada é feito pela identificação de cutículas (*coatings*) de argila depositadas sobre a superfície dos grãos, exibindo coloração amarelada (Figura 39A e B). O cimento de quartzo ocorre de forma bastante reduzida, geralmente apresentando sobrecrecimento sintaxial (Figura 37B). A principal porosidade identificada em todas as amostras é primária intergranular. Eventualmente ocorrem poros agigantados e móldicos (Figura 39C e D).

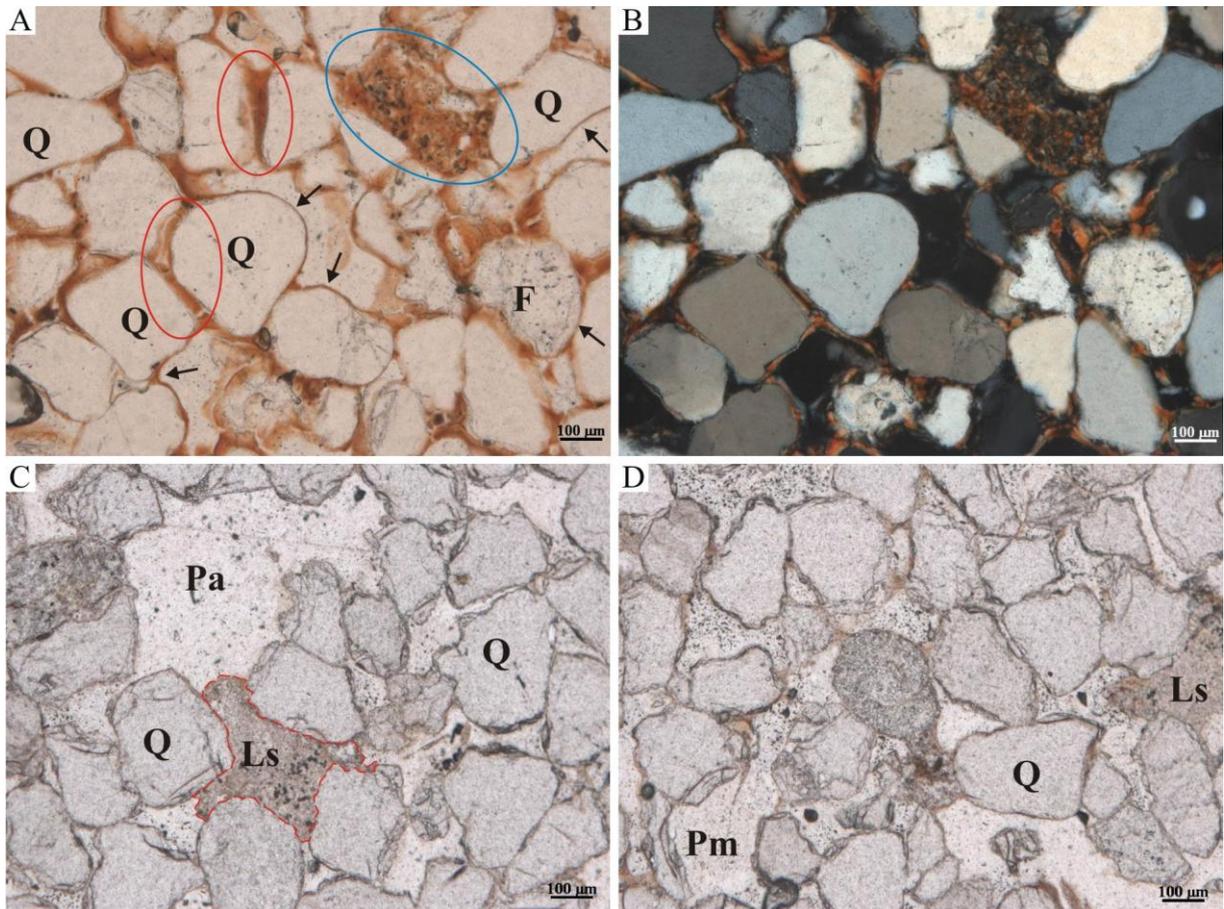


Figura 39. Argila diagenética e porosidade. A e B) Fotomicrografia de arenitos com *coatings* de argila (setas), meniscos/pontes de argila interligando grãos (círculos vermelhos) e massa compacta no interior dos poros (círculo azul). C) Fotomicrografia de arenito com fragmento de rocha sedimentar (Ls) como pseudomatriz (tracejado), e poro agigantado (Pa). B) Fotomicrografia de arenito com poro móldico (Pm). (Fotos A, C e D com N//; B com Nx).

De Ros & De Cesero (1986) descreveram três origens para as argilas mecanicamente infiltradas: 1) concentrações de argilas em zonas vadasas; 2) no nível freático; e 3) sob barreiras impermeáveis. Conforme Moraes e De Ros (1988), essas argilas apresentam texturas

peculiares como: *a*) cristas ou pontes lamelares orientadas perpendicularmente aos grãos, produzidas por meniscos de água entre os grãos, na zona vadosa; *b*) agregados floculados formados sob condições estagnantes; *c*) fábricas geopetais com a parte superior dos grãos “ferradas” por argilas; *d*) cutículas contínuas (*coatings*), compostas por lamelas orientadas paralelamente aos grãos; e *e*) níveis argilosos obstruindo os poros e cortando as estruturas deposicionais. As argilas mecânicamente infiltradas na Formação Pedra de Fogo estão restritas a parte superior dos depósitos eólicos da Associação AF5, e constituem importante evento diagenético desses arenitos, exibindo essencialmente três texturas principais conforme Rodrigues (1990) (Figura 40): I) cutículas (*coatings*) de espessura variadas, formadas por lamelas circundando total ou parcialmente a superfície dos grãos (Figuras 37A e 39A); II) meniscos ou pontes, interligando um grão a outro, obstruindo a conexão dos poros (Figura 39A e B); e III) argilas intericiais formando massas compactas no interior dos poros (Figura 39A e B). Segundo Moraes & De Ros (1988), estas texturas são comumente encontradas nas argilas de zona vadosa, típicas de depósitos formados em ambiente árido, e corroboram a interpretação de campo de dunas eólicas da AF5 (Tabela 2); implicam a presença de inundações relâmpago (*flash floods*) levando argilominerais para as dunas expostas.

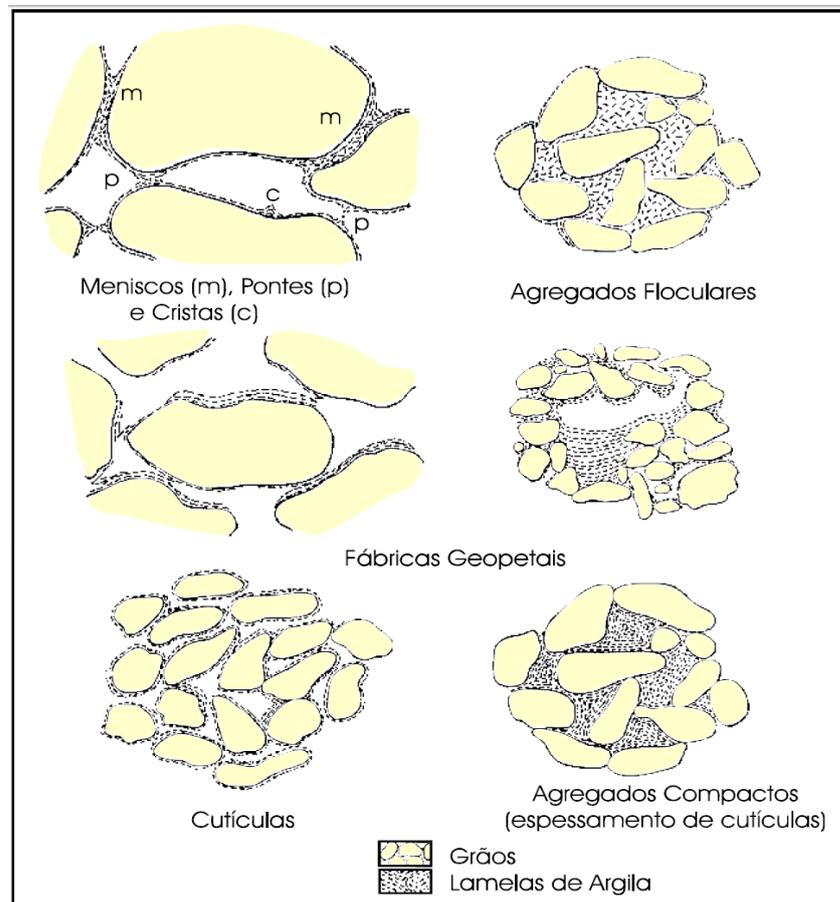


Figura 40. Morfologia básica das argilas mecânicamente infiltradas segundo Rodrigues

6.4 ARGILOMINERAIS DOS PELITOS

Os resultados das análises de difratometria de raios-x (DRX) da fração argila (lâminas orientadas) correspondentes as associações de fácies lacustre com rios efêmeros (AF1), *sabkha* continental (AF3) e campo de dunas eólicas (AF5), representativas dos depósitos estudados da parte superior da Formação Pedra de Fogo (Figuras 13 e 14; Tabela 2), na região de Filadélfia-TO, estão representados na figura 41.

Nas amostras das associações AF1 e AF3, observa-se um nítido domínio de um argilomineral do grupo das esmectitas, representado pelo primeiro pico mais intenso, na lâmina seca ao ar, em torno de 15 Å e relacionado à distância basal (d_{001}) (Figura 41A e B). O comportamento das duas amostras ao tratamento com etileno-glicol é semelhante, com o aumento do d_{001} para ~17 Å, comprovando a presença da esmectita (Moore & Reynolds 1997). As outras ordens desse plano (d_{002} , d_{003} , etc) são mais evidentes na lâmina glicolada. Nas lâminas aquecidas a 550° C observa-se o colapso do pico principal para aproximadamente 10 Å, o que também é um comportamento típico das esmectitas. Adicionalmente, observa-se pequenas quantidades de illita ($d_{001} = 10$ Å) e quartzo, este, provavelmente relacionado a problemas na separação granulométrica, quando parte da fração silte pode ter permanecido. Pequenos picos de calcita ($d = 3,03$ Å) e dolomita ($d = 2,88$ Å), também foram observados, e suas formações relacionadas a processos secundários (diagenéticos).

Um fato importante observado em relação às amostras das associações AF1 e AF3 trata-se do alargamento do pico principal da esmectita, maior na amostra da AF1 em comparação com a da AF3. Este alargamento pode estar relacionado a dois fatores: I) baixo ordenamento estrutural (“grau de cristalinidade”); e/ou, II) presença de interestratificado, por exemplo, tipo I/S (illita/esmectita) (Moore & Reynolds 1997). A observação é válida quando se relacionam esses resultados as associações de fácies descritas: a amostra da AF1 está relacionada aos depósitos lacustre com rios efêmeros (AF1), ou seja, condições mais úmidas, enquanto a da AF2 corresponde aos depósitos de *sabkha* continental, formados em condições áridas

Em relação à amostra da AF5 (Figura 41C), a sua composição mineralógica é bastante distinta das anteriores, caracterizada pela quase total ausência de argilominerais (apenas um pequeno pico de illita ($d_{001} = 10$ Å), e o domínio quase absoluto de quartzo. A relação paleoambiental é direta com a interpretação faciológica, já que essa amostra corresponde a associação de campo de dunas (AF5), e corrobora com os dados petrográficos onde a argila é praticamente restrita às cutículas (*coatings*) de infiltração mecânica (Figuras 37A e 39A).

A ausência de caulinita nas amostras estudadas está de acordo com as condições paleoclimáticas quentes e áridas no final do Permiano (Faria Jr. 1979; Scotese *et al.* 1999; Dino *et al.* 2002; Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003).

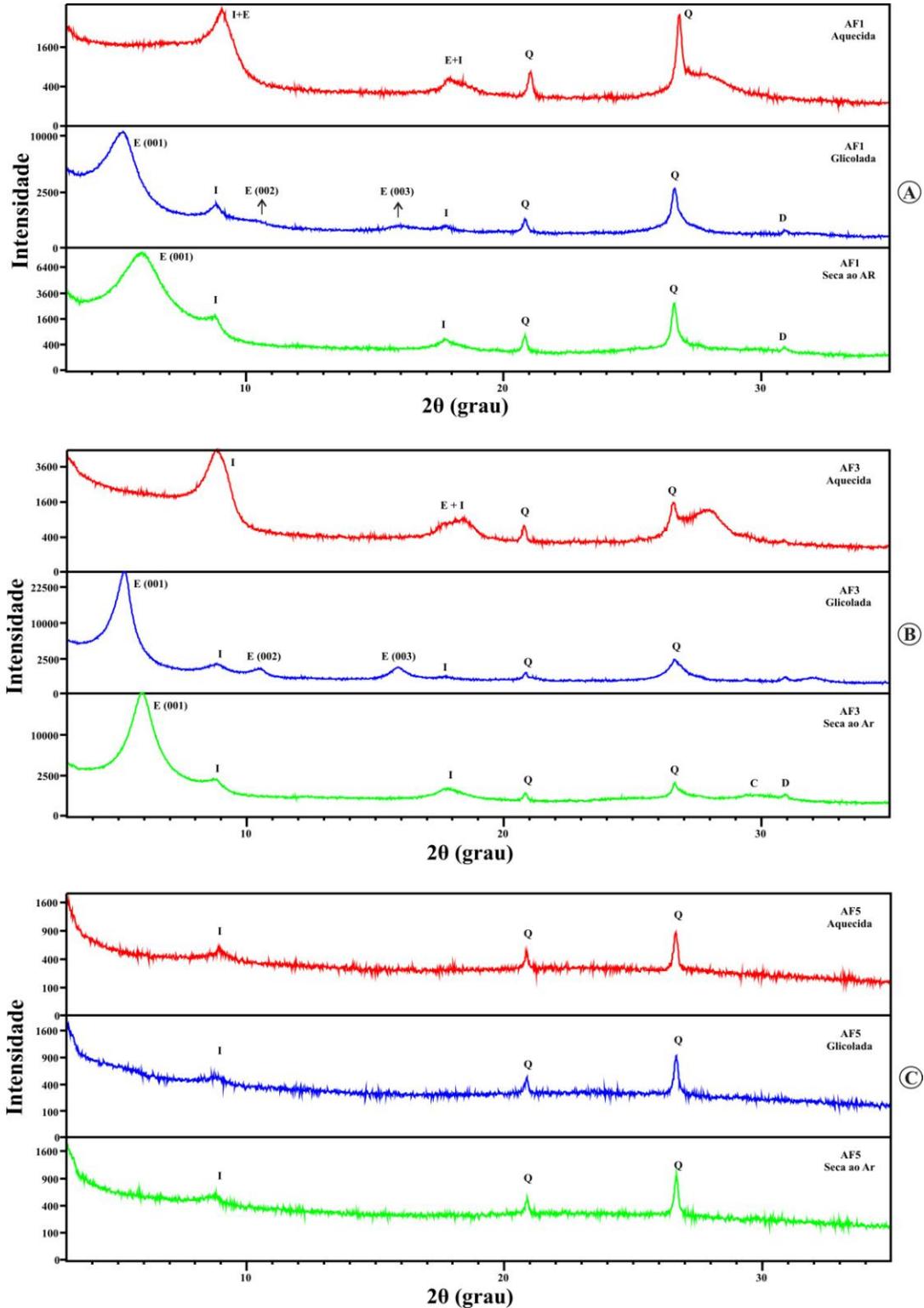


Figura 41. Difratoigramas de raios-x (DRX) da fração argila (lâminas orientadas) correspondentes às três associações de fácies AF1 (A), AF3 (B) e AF5 (C), representativas da parte superior da Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO.

7. PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL

Os trabalhos disponíveis sobre a Formação Pedra de Fogo propõem geralmente um paleoambiente transicional/fluvio-deltaico a marinho raso (Lima & Leite 1978; Faria Jr. 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a,b; Faria Jr. 1984; Coimbra & Mussa 1984; Caldas *et al.* 1989; Dino *et al.* 2000, dentre outros) com alguma influência de tempestades (Góes & Feijó 1994). Este estudo permitiu definir para a parte superior da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia-TO uma sucessão siliciclástica, com subordinadas ocorrências carbonáticas/evaporíticas de até 100 m de espessura, composta pelas associações lacustre com rios efêmeros (AF1), lago influenciado por ondas de tempestade (AF2), *sabkha* continental (AF3), lago central (AF4), campo de dunas (AF5) e lago/oásis com inundito (AF6), relacionadas a um sistema lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros adjacentes a campo de dunas restritos e *sabkha* continental (Figura 42).

O predomínio de ambientes lacustres (AF1, AF2 e AF4) na base da sucessão estudada, sugere que o nível de base estratigráfico (nível freático) encontrava-se relativamente elevado, e predominava contínua subsidência local e/ou regional. A manutenção do nível freático elevado era provavelmente propiciada por precipitações torrenciais que mantinham o sistema relativamente alimentado. Estes eventos de *flash floods* propiciavam influxos terrígenos que ao adentrarem nos lagos e dependendo de suas densidades relativas (fluxos hipo, homo ou hiperpicnais), geravam camadas de geometria lobada ou em lençol, semelhantes ao modelo de Renaut & Gierlowski-Kordesch (2010) (Figura 19).

A AF3 indica um provável rebaixamento do nível de base deposicional ocasionado pela tendência contínua de aumento da temperatura e aridez no decorrer do período Permiano (Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003). A intensa presença de sílica e pseudonódulos evaporíticos completamente silicificados, indicam hipercalcinidade e elevada salinidade dos lagos, que esporadicamente secavam em função das elevadas taxas de evaporação, expondo alguns sítios de deposição pelítica marginais, evidenciada por superfícies gretadas e estruturas *tepees* (Figura 22).

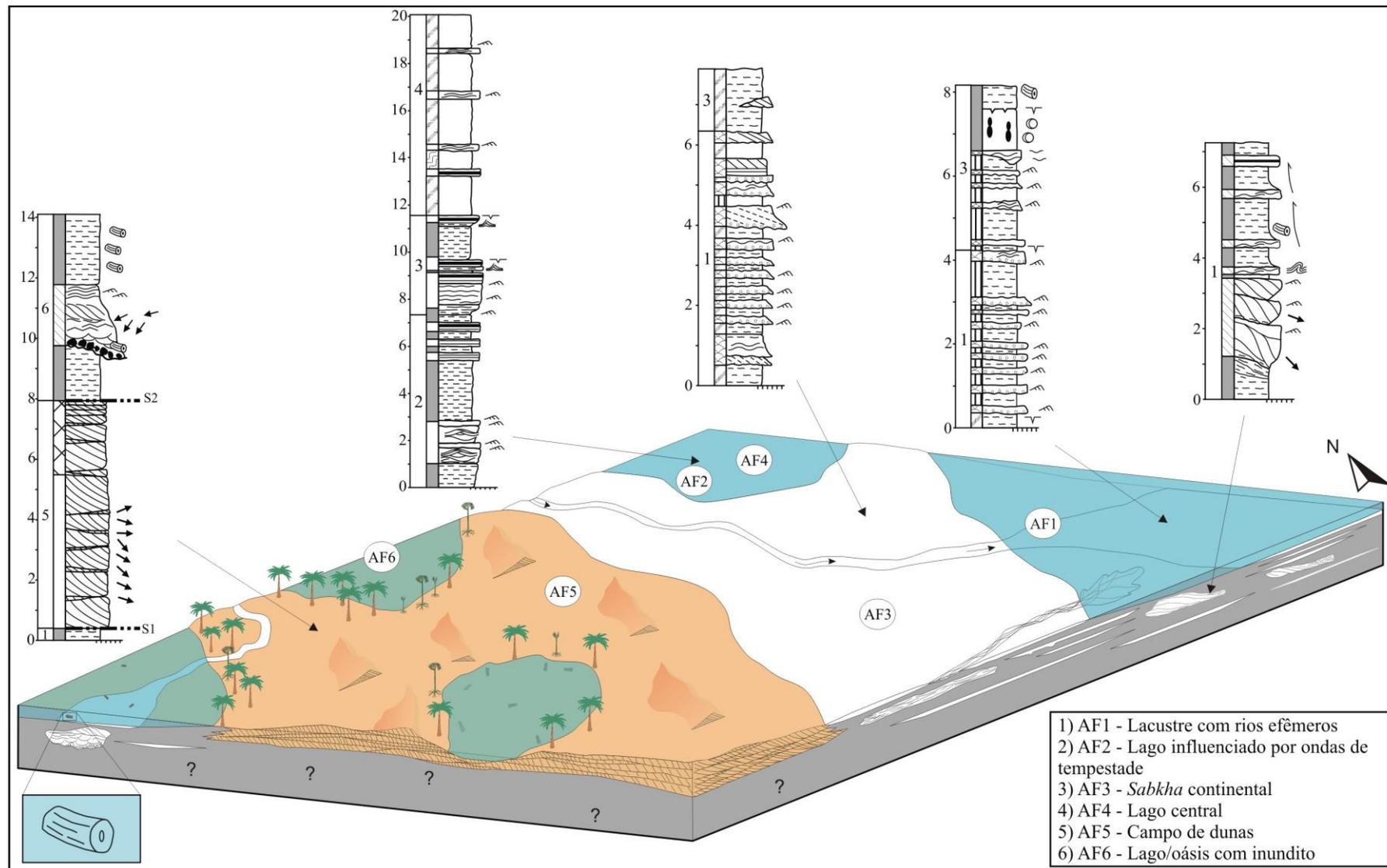


Figura 42. Modelo deposicional da parte superior da Formação Pedra de Fogo na região de Filadélfia-TO.

A presença de arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados com *cosets* de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte da sucessão AF5, sugere que o campo de dunas restrito se implantou nos últimos estágios de deposição da Formação Pedra de Fogo, durante o Permiano Superior. Este ambiente tinha um fornecimento de areia limitado evidenciado pela delgada espessura dos *sets* cruzados, bem como pela sua distribuição relativamente restrita às porções centrais da área estudada. Da mesma forma, lagos/oásis implantados adjacentes ao campo de dunas, de forma semelhante aos oásis atuais permitiam a proliferação de vegetação tipo palmeiras, que eram constantemente, após a morte, transportadas para o fundo dos lagos e silicificadas antes de sua degradação (Figuras 30 e 42). Estas condições climáticas mais amenas foram substituídas paulatinamente por condições mais áridas no final do Permiano-início do Triássico, culminando na instalação do deserto da Formação Sambaíba no Triássico

Trabalhos prévios têm sugerido ambientes diversos para a Formação Pedra de Fogo, principalmente ambientes costeiros (Faria Jr. 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a, b; Coimbra & Mussa 1984; Caldas *et al.* 1989; Góes & Feijó 1994; Dino *et al.* 2000, dentre outros). A influência eólica tem sido relacionada apenas a dunas litorâneas (Lima & Leite 1978; Coimbra 1983). Este trabalho é precursor no reconhecimento de um sistema lacustre de clima árido, com campo de dunas e *sabkha* continental para a porção superior da Formação Pedra de Fogo, sem qualquer indício determinante de contribuição marinha. A confirmação de um paleoambiente tipicamente de clima quente árido corrobora com as evidências globais de clima e sedimentação durante a parte média a superior do período Permiano (Zharkov 1981; Scotese *et al.* 1999; Golonka & Ford 2000; Zharkov & Chumakov 2001; Chumakov & Zharkov 2002, 2003; Ford & Golonka 2003).

Ainda que este trabalho não tenha tido como objetivo esclarecer a origem da silicificação tão característica da Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946; Faria Jr 1979), os eventos conhecidos como; “*Permian Chert Event*” - PCE (Muchey & Jones 1992), e “*Armadilhas Siberianas*” (Campbell *et al.* 1992; Courtillot & Renne 2003) ocorridos no Permiano Médio e Superior, possivelmente influenciaram a intensa silicificação da unidade, sendo necessário trabalhos futuros que enfoquem esclarecer a origem da sílica.

8. CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica realizada na parte superior da Formação Pedra de Fogo permitiu definir uma sucessão siliciclástica com subordinados depósitos carbonáticos/evaporíticos de aproximadamente 100 m de espessura. Foram definidas 25 litofácies agrupadas em seis associações de fácies (AF) representando os seguintes ambientes: Lago com rios efêmeros (AF1), lago influenciado por ondas de tempestade (AF2), *sabkha* continental (AF3), lago central (AF4), campo de dunas (AF5) e lago/oásis com inunditos (AF6), relacionadas a um sistema lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros e cercados por campos de dunas e planícies de *sabkha* continental.

1) Durante o final do Permiano, um sistema lacustre de clima árido se implantou na região sudoeste da Bacia do Parnaíba. Eventuais contribuições de rios efêmeros propiciavam a formação de pequenos lobos de suspensão e fluxos em lençol (AF1). Planícies de *sabkha* (AF3) eram formadas nas porções marginais do lago e a parte subaquosa era influenciada por ondas de tempestades (AF2), enquanto as zonas mais centrais eram sítios de intensa deposição pelítica (AF4).

2) O baixo suprimento de areias transportadas pelo vento propiciou a formação de um campo de dunas restrito (AF5) com desenvolvimento de lagos de interdunas molhadas (oásis), onde proliferavam núcleos de samambaias gigantes, invadidos esporadicamente por rios efêmeros (AF6).

3) O predomínio de esmectita detrítica e completa ausência de caulinita nas amostras estudadas, bem como a ocorrência de evaporitos na Associação AF3, indicam que a deposição da parte superior da Formação Pedra de Fogo ocorreu sob condições climáticas quentes e áridas até de extrema aridez.

REFERÊNCIAS

- Adams, A.E., Mackenzie, W.S., Guilford, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. ELBS - *English Language Book Society*.104p.
- Aguiar, G.A. 1964. Semi-detalle da região de sudoeste de Balsas. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 21BM, 40 p.
- Aguiar, G.A. & Nahass, S. 1969. Mapa Geológico da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, RENOR-DIREX, *Relatório* 371, 1p.
- Allen, P. 1981. Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of SE Shetland, and ancient wave conditions. *Sedimentology*, **28**(3):368-379.
- Alves, D.B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica no centro de pesquisas da Petrobrás. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **1**(2):157-175.
- Amiel, A. J. & Friedman, G. M. 1971. Continental sabkhas in Arava Valley between Dead Sea and Red Sea: significance for origin of evaporites: Am. Assoc. Petroleum Geologists *Bull.*, **55**(4):581-592.
- Armstrong, H. A. & Brasier, M. D. 2005. Microfossils. 2ª Ed. Blackwell Publishing, Malden, pp.296.
- Arnot, M.J., Lewis, J.M., Good, T.R. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(5):984-987.
- Barbosa, O. & Gomes, F.A. 1957. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. In: DNPM, *Boletim do Dep. Nac. Prod. Mineral*, n° 174, 35p.
- Beauchamp, B. & Baud, A. 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**:37-63.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, **157**:107-132.
- Benton, M.J., Sennikov, A.G., Newell, A.J. 2010. Murchison's first sighting of the Permian, at Vyazniki in 1841. *Proceedings of the Geologists' Association*, **121**(3):313-318.
- Bigarella, J.J. 1972. Eolian Environments; their characteristics, recognition, and importance. In: Rigby, J.K. & Hamblin, W.K. (eds.) *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. SEPM Special Publication, **16**:12-62.
- Bridges, P.H. 1972. The significance of toolmarks on a Silurian erosional flow. *Geological Magazine*, **109**(5):405-410.
- Briere, P.R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, **45**:1-7.

- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**(3):303-332.
- Brookfield, M.E. 1979. Anatomy of a Lower Permian aeolian sandstone complex, southern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, **15**:81-96.
- Brookfield, M.E. & Silvestro, S. 2010. Eolian systems. *In*: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models* 4. Geol. Ass. Canada, p.139-166.
- Caldas, E.B., Mussa, D., Lima Filho, F.P., Rosler O. 1989. Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí. São Paulo, *Boletim do Instituto de Geociências*, Publicação Especial, **7**:69-87.
- Campbell, I.H., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Hill, R.I., Stepanov, V. 1992. Synchronism of the Siberian traps and the Permian–Triassic boundary. *Science*, **258**(11):1760-1763.
- Caputo, M.V., Iannuzzi, R., Fonseca, V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba. Fundação Paleontológica PHOENIX, **81**(7):1-6.
- Caputo, M.V., Reis, D.E.S., Barata, C.F., Perei-Ra, L.C. 2006. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, (CD-ROM).
- Carroll, D. 1970. Clay Minerals: a Guide to their X-Ray Identification. The Geological Society of America. *Special Paper*, **126**:80.
- Carroll, A.R. & Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, **27**(2):99-102.
- Castelo Branco, R.M.G. & Coimbra A.M. 1984. Contribuição ao conhecimento tectomagmático da borda sul da bacia do Parnaíba. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Boletim*, **2**. p.84.
- Chamley, H. 1989. *Clay Sedimentology*. Spriger-Verlag, Berlin, 623p.
- Chandra, S. 1992. Changing Patterns of the Permian Gondwana Vegetation, *Palaeobotanist*, **40**:73-100.
- Cheel, R.J. & Leckie, D.A. 1993. Hummocky crossstratification: Sedimentology Review: Oxford, U.K. Blackwell Scientific Publications, p.103–122.
- Chumakov, N.M. & Zharkov, M.A. 2003. Climate during the Permian–Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **11**(4):361–375.
- Chumakov, N.M. & Zharkov, M.A. 2002. Climate during Permian–Triassic Biosphere Reorganizations, Article 1: Climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **10**(6):586–602.
- Coimbra, A.M. & Mussa, D. 1984. Associação lignitoflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), bacia do Maranhão, Piauí, Brasil. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **2**:591-605.

- Courtillet, V. & Renne, P. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comp. Rendus Geoscience*, **335**(1):113-140.
- Cox, C.B. & Hutchinson, P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Paleontology*, **34**(3):561-573.
- Cunha, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107 p.
- Cunha, F.M.B. 1964. Geologia do sudeste de Balsas. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 224M, 46 p.
- Dalrymple, R.W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis, and facies models. In: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models* 4. Geol. Ass. Canada, p.3-18.
- D'Avila, R.S.F., Arienti, L.M., Aragão, M.A.N.F., Vesely, F.F., Santos, S.F., Voelcker, H.E., Viana, A.R., Kowsmann, R.O., Moreira, J.L.R., Coura, A.P.P., Paim, P.S.G., Matos, R.S., Machado, L.C.R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: sistemas turbidíticos. In: Silva, A.J.C.L.P., Aragão, M.A.N.F., Magalhães, A.J.C. (orgs.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Ed. Beca-BALL. São Paulo, p.245-301.
- De Ros, L.F. & Cesero, P. 1986. Argilas em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Boletim*, **4**:1663-1670.
- Decho, A.W. & Kawaguchi, T. 2003. Extracellular polymers (EPS) and calcification within modern marine stromatolites. In: Krumbein W E., Paterson D. M., Zavarzin, G. (eds.) *Structure of Marine Biofilms*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p.141-153.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J.C., Dias, R.R., Rößler, R. 2007. Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional – *O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul*. In: Winge M., Schobbenhaus C., Berbet-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G., Fernanes A.C.S. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, p.1-16
- Dickins, J.M. 1996. Problems of Late Palaeozoic Glaciation in Australia and Subsequent Climate in the Permian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**:185-197.
- Dino, R., Antonioli, L., Braz, S.M.N. 2002. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 24-35.
- DNIT 2002. Plano Nacional de Viação, Sistema Rodoviário do PNV. Ministério dos Transportes. Mapa Rodoviário do Brasil, escala 1:5.000.000. Disponível em <<http://www.dominiopublico.gov.br/download/imagem/dn000028.pdf>> acesso em: 18, abr. 2010.
- Duke, W.L. 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**(6):870-883.

- Dumas, S. & Arnott, R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**(12):1073-1076.
- Einsele, G. 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin. p.628.
- Erwin, D.H. 1994. The Permo–Triassic extinction. *Nature*, **367**: 231-236.
- Erwin, D.H. 1999. Biospheric perturbations during Gondwana times: from the Neoproterozoic-Cambrian times: from the Neoproterozoic-Cambrian radiation to the end-Permian crisis. *Journal African Earth Sciences*, **28**(1):115-127.
- Eyles, C.H., Eyles, N., Gostin, V.A. 1996. Facies and Allostratigraphy of Highlatitude Glacially Influenced Marine Strata of the Early Permian southern Sydney Basin. *Sedimentology*, **45**(1):121-161.
- Faria, A. 1964. Levantamento geológico detalhado das áreas de Natal e Norte de Teresina-PI. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 212M, 31 p.
- Faria Jr. 1984. O permotriássico na Bacia do Maranhão: um modelo de paleodeserto. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 32, Rio de Janeiro, *Resumo*, **2**:47-47.
- Faria Jr. & Truckenbrodt, W. 1980a. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **2**:740-754.
- Faria Jr., & Truckenbrodt, W. 1980b. Estromatólitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **5**:3056-3067.
- Faria Jr., L.E.C. 1979. *Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão*. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica, Universidade Federal do Pará, 57 p.
- Fisher, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, **11**(5):273-274.
- Flood, R.D. 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **94**(5):630-628.
- Ford, D. & Golonka, J. 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:249–285.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. 2º ed., Hemphill’s Pub., Austin, TX. 190p.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill’s Pub., Austin, TX. 107p.
- França, A.B., Milani, E.J., Schneider, R.L. 1995. Phanerozoic Correlation in Southern South America. Tankard A.J., Soares R.S., Welsink H.J. (eds.) *Petroleum Basin of South America*. AAPG Mem., **62**:129-161.

- Fryberger, S.G. 1993. A Review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *In: North C.P. & Prosser D.J. (eds.) Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society of London Special Publication, **73**:167-197.
- Fryberger, S.G. & Schenk, C.J. 1988. Pin-Stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient aeolian sediments. *Sedimentary Geology*, **55**(1):1-15.
- Giannini, P.C.F., Assine, M.L., Sowakuchi, A.O. 2008. Ambientes eólicos. *In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (orgs.) Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Ed. Beca-BALL. São Paulo, p.73-101.
- Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., Fernandes, L.A., Donatti, L.M. 2004. Paleoventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(2):282-292.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K. 1994. Global Geological Record of Lake Basins. Cambridge University Press, Cambridge, 427p.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K.R. 2000. Lake Basins Through Space and Time. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, U.S.A. 46, p.638.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B. 1990. Estágio explorativo e perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **4**(1):55-64.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **8**(1):57-67.
- Golonka, J. & Ford, D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**:1-34.
- Havholm, K.G. & Kocurek, G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, **41**(5):913-934.
- Hipp, K. & Haas, J. 2006. Calcimicrobial stromatolites at the Permian-Triassic boundary in a western Tethyan section, Bukk Mountains, Hungary. *Sedimentary Geology*, **185**:239-253.
- Horton, B.K. & Schmitt, J.G. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, **43**(1):133-155.
- Howell, J.A. & Mountney, N.P. 1997. Climatic cyclicality and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. *In: Ziegler K., Turner P., Dalnes S.R. (eds.) Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, **123**:63-86.
- Hubert, J.F. & Mertz K.A. 1980. Eolian dune field of Late Triassic age, Fundy Basin, Nova Scotia. *Geology*, **8**(11):516-519.

- Hunter, R.E. 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**(3):361-367.
- ICS 2010. International Stratigraphic Chart. IUGS – International Union Geological Sciences. Disponível em <http://www.stratigraphy.org/ics%20chart/09_2010/StratChart2010.pdf> acesso em: 21, set. 2010.
- Jones, B.F. & Weir, A. 1983. Clay Minerals of Lake Albert, an alkaline, saline lake. *Clay and Clay Minerals*, **31**(3):161-172.
- Klemme, H.D. 1980. Petroleum basins-classification and characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, **3**(2):187-207.
- Kiehl, J.T. & Shields, C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, **33**(9):757-760
- Kingston, D.R., Dishroon, C. P. & Williams, P. A. 1983. Global basin classification system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**(12):2175-2193.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, **56**:193-206.
- Kocurek, G. & Dott, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**(2):579-595.
- Kocurek, G. & Hunter, R.E. 1986. Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page Sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**(6):895-904.
- Kocurek, G. & Havholm, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy-a conceptual framework. In: Weimer P. & Posamentier H.W. (eds.) *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. SEPM Special Publication, **52**:393-409.
- Koerberl, C., Farley, K.A., Peucker-Ehrenbrink, B., Sephton, M.A. 2004. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. *Geology*, **32**(12):1053-1056.
- Lancaster, N. 1988. The development of large eolian bedforms. *Sedimentary Geology*, **56**:69-89.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, **36**(6):1023-1035.
- Langford, R.P. & Chan, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, **100**(10):1541-1549.
- Langford, R.P. & Chan, M.A. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, **36**(6):1037-1051.
- Laschet, C. 1984. On the origin of cherts. *Facies*, **10**(1):257:290.
- Lima, E.A.M. & Leite J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, *Relatório Final*, **16**:212.

- Loope, D.B. 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**(2):563-580.
- Martin, H. 1981. The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the Subglacial Valleys of the Kaokoveld in Namibia. *In: Humbrey M.J. & Harland J. (eds.) Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge: Cambridge Univ., p.61-66.
- Martins, R.A. 2000. *Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 92p.
- Mazzullo, J., Sims, D., Cunningham, D. 1986. The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Research*, **56**(1):45-56
- Melo, M.T. & Prade, G.O. 1968. Geologia da região sudeste de São Raimundo das Mangabeiras-Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 297M, 37 p.
- Meyer, K.M., Kump, L.R., Ridgwell, A. 2008. Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology*, **36**(9):747-750.
- McKee, E.D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, **7**(1):3-69.
- McKee, M.D. & Weir, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**(4):381-390,
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, **13**(1):1-62.
- Miall, A. D. 1985. Architectural element analysis – a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, **22**(4):105-118.
- Milani, E.j. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Moore, B. 1964. Geological reconnaissance of the southern margin of the Maranhão Basin. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 216M, 46 p.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C. 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York. 332p.
- Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F. 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **2**(1):13-26.
- Murchey, B.L. & Jones, D.L. 1992. A mid-Permian chert event: widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **96**:161-174.

- Mussa, D. & Coimbra, A.M. 1987. Novas perspectivas de comparação entre as taofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e do Paraná. *In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia*, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:901-923.
- Myrow, P.M. 1992a. Pot and gutter casts from the chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6):992-1007.
- Myrow, P.M. 1992b. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(1):99-115.
- Nanson, G.C., Tooth, S., Knighton, A.D. 2002. A global perspective on dryland rivers: perceptions, misconceptions and distinctions. *In: Bull L.J. & Kirkby M.J. (eds.), Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*, Chichester: John Wiley and Sons, p.17-54.
- Nehza, O. & Woo, K.S. 2006. The effect of subaerial exposure on the morphology and microstructure of stromatolites in the Cretaceous Sinyangdong Formation, Gyeongsang Supergroup, Korea. *Sedimentology*, 53(5):1121-1133.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. 2° ed., Wiley-Blackwel, 419p.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, Th., Krumbein, W.E. 1996. Microbially induced sedimentary structures - examples from modern sediments of siliciclastic tidal flats. *Zbl. Geol. Palaöontol.*, I, 1995H 1=2, 307-316.
- Northfleet, A.A. 1965. Semi-detalhe da região noroeste do alto Parnaíba. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 240M, 52 p.
- Ojeda, H.A. & Perillo, I.A. 1967. Geologia do sudoeste de Carolina. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 270M, 53 p.
- Ojeda, H.A. & Bembom, F.C. 1966. Mapeamento geológico de semi-detalhe do sudoeste de Riachão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 260M, 67 p.
- Oliveira, C.M. 1982. *O padrão de distribuição dos elementos traços na Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão e seu emprego como indicador de ambientes de sedimentação*. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica, Universidade Federal do Pará, 94 p.
- Oliveira, M.A. 1961. Reconhecimento geológico no flanco oeste da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 171M, 77 p.
- Pinto, C.P. & Sad, J.H.G. 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. *In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia*, 34, Goiás, *Anais*, 1:346-356.
- Plyford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255:87-145
- Plummer, F.B. 1946. Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 1M, 83 p.

- Pochat, S., Van Den Driessche, J., Mouton, V., Guillocheau F. 2005. Identification of Permian palaeowind direction from wave-dominated lacustrine sediments (Lodève Basin, France). *Sedimentology*, **52**(4):809-825.
- Prentice, J.E. 1962. Some sedimentary structures from a Weald Clay Sandstone at Warnham Brickworks, Horsham, Sussex. *Proceedings Geological Association*, **73**(2):171-185.
- Price, L.I. 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, estado do Maranhão. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, *Boletim*, (124):1-32.
- Raja Gabaglia, G.P. & Figueiredo, A.M.F. 1991. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (eds.), *Origem e evolução das bacias sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 31-45.
- Renaut, R.W. & Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes. In: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models 4*. Geol. Ass. Canada, p.541-575.
- Rocha Campos, A.C., Canuto, J.R., Santos, P.R. 2000. Late Paleozoic glaciotectionic structures in northern Parana' Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **130**:131-143.
- Rodrigues, C.R.O. 1990. *Argilominerais na evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi, Jurássico, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 221 p.
- Röbber, R. & Galtier, J. 2002a. First *Grammatopteris* tree ferns from the Southern Hemisphere – new insights in the evolution of the Osmundaceae from the Permian of Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **121**:205-230.
- Röbber, R. & Galtier, J. 2002b. *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. – a new small tree fern from the Permian of NE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **122**:239-263.
- Röbber, R. & Galtier, J. 2003. The first evidence of the fern *Botryopteris* from the Permian of the Southern Hemisphere reflecting growth form diversity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **127**:99-124.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds.) *Sea-Level Changes-An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, **42**:227-247.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Arai, M.A. 2001. A passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú MA. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: *Museu Paraense Emilio Goeldi*, 101-117.
- Ruppert, E.E., Fox R.S., Barnes, R.D. 2005. Zoologia dos invertebrados: uma abordagem funcional – evolutiva. 7º ed., Ed. ROCA, São Paulo, p.1168.
- Saéz, A., Anadón, P., Herrero, M.J., Moscariello, A. 2007. Variable styles of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, **54**(2):367-390.

- Santos, M.E.C.M. & Carvalho M.S.S. 2004. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB; Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. *In: CPRM, Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT, Rio de Janeiro, 211 p.*
- Santos, R.S. 1994. Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. II. Eugeonodontida - Agassizodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**(4):413-424
- Santos, R.S. 1990. Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: Holocephali- Petalodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **62**(4):347-355.
- Santos, R.S. 1989a. A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Holocephali - Edestida. *In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 11, Curitiba, Resumos, 32-33.*
- Santos, R.S. 1989b. A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Sarcopterygii- Actinista e Dipnoi. *In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 11, Curitiba, Resumos, 33-34.*
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic Deglaciation in the Parana Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**:165-184.
- Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*. **137**:63-84.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., Mckerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**(1):99-114.
- Seilacher, A. 1977. Events and their signatures - an Overview. *In: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (eds.) Cycles and events in stratigraphy.* Springer-Verlag, Berlin. p.222-226.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. *Earth Science Reviews*, **21**(4):251-293.
- Faccini, U.F. & Paim, P.S.G. 2001. Estratigrafia de sequencias em depósitos continentais. *In: Severiano Ribeiro H.J.P. (org.) Estratigrafia de Sequencias: fundamentos e aplicações.* Ed. UNISINOS, Brasil, p.341-389.
- Serebryakov, S.N. 1976. Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites. *In: Walter M.R. (ed.) Stromatolites.* Elsevier, Amsterdam, p. 321-336.
- Shepard, F.P., Manar, R.Y., Young, R. 1961. Distinguishing between beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **31**(2):196-214.
- Shi, G.R. & Archbold, N.W. 1998. Permian marine biogeography of SE Asia. *In: Hall R. & Holloway J.D. (eds.) Biogeography and Geological Evolution of SE Asia,* Victoria, Australia: Deakin Univ., p.57-72.
- Sneh, A. 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Research*, **53**(4):1271-1279.

- Srivastava, N.K. & Rocha, A.J.D. 2003. Fazenda Cristal, BA Estromatólitos mesoproterozóicos. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiroz ET., Winge M., Berbertborn M.L.C. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. DNPM /CPRM – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (SIGEP), Brasília, p.87-93.*
- Srivastava, N.K. 2004. Estromatólitos. *In: Carvalho I.S. (ed.) Paleontologia. 2º ed., Ed. Interciência, Rio de Janeiro, 1:171-195.*
- Stear, W.M. 1985. Comparasion of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology, 45:209-230.*
- Stokes, W.L. 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes; a feature of wind-deposited sandstone formations. *Journal of Sedimentary Research, 38(2):510-515*
- Figueiredo, A.M.F. & Raja Gabaglia, G.P. 1986. Sistema Classificatório Aplicado às Bacias Sedimentares Brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências, 16(4):350-369.*
- Talbot, M.R. 1985. Major boundary sarfaces in aeolian sandstones-a climatic models. *Sedimentology, 32(2):257-265.*
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2º ed., Blackwell Scientific Publications, 260p.*
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology. 3º ed., Blackwell Scientific Publications, 262p.*
- Vaz, P.T., Resende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos W.A. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências, 15(2):253-263.*
- Visser, J.N.J. 1997. A Review of the Permo-Carboniferous Glaciation in Africa. *In: Martini I.P. (ed.) Late Glacial and Postglacial Environmental Changes, New York: Oxford Univ., p.169–191.*
- Visser, J.N.J., Niekert, van B.N., van der Merwe, S.W. 1997. Sediment Transport of the Late Paleozoic Glacial Dwyka Group in the Southwestern Karoo Basin, *South African Journal of Geology, 100(3):223–236.*
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James. N.P. (eds.) Facies Models: Response to Sea Level Change. Geol. Ass. Canada, p.1-14.*
- Walker R.G. & Plint, A.G. 1992. Wave-and storm-dominated shallow marine systems. *In: Walker R.G. & James. N.P. (eds.) Facies Models: Response to Sea Level Change. Geol. Ass. Canada, p.219-238.*
- Wilzevic, M.C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. *In: Miall A.D. e Tyler N. (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, U.S.A., p.22-24.*

- Whitaker, J.H.McD. 1973. "Gutter Casts", a new name for scour-and-fill structures: with examples from the Llandoveryian of Ringerike and Malmoya, Southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **53**:403-417.
- Wnuk, C. 1996. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **90**:5-40
- Wopfner, H. & Casshyap, S.M. 1997. Transition from Freezing to Subtropical Climates in the Permo-Carboniferous of Afro-Arabia and India. In: Martini I.P. (ed.) *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes*, New York: Oxford Univ., p.192-212.
- Ziegler, A.M., Hutver, M.L., Rowley, D.B. 1997. Permian World Topography and Climate. In: Martini I.P. (ed.) *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes - Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*. Oxford University Press, New York, p.111-146.
- Zharkov, M.A. 1981. *History of Paleozoic Salt Accumulation*. Berlin: Springer, p.308.
- Zharkov, M.A. & Chumakov, N.M. 2001. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **9**(4):340-363.